

Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Günter Herget
aus Karlsbad/CSR

Marburg 1968

Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis)



Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Günter Herget

aus Karlsbad/CSR

Marburg 1968



Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am: 9. 12. 1968

Tag der mündlichen Prüfung am: 18. 12. 1968

Berichterstatter: Prof. Dr. V. Jacobshagen

Mitberichterstatter: Prof. Dr. Wo. Schmidt

Meinen Eltern
in Dankbarkeit



Digitized by the Internet Archive
in 2026

INHALTSVERZEICHNIS

EINLEITUNG

Seite

Bemerkungen zu den Lokalitätsangaben	2
Geographisches	3
Abgrenzung des Arbeitsgebietes	3
Morphologie, Besiedlung und Wirtschaft	4
Erforschungsgeschichte	5
Tektonische Großgliederung von Nord-Chios	8

STRATIGRAPHIE

DIE SCHICHTFOLGE DES AUTOCHTHON	9
P a l ä o z o i k u m	9
<u>Die Grauwacken</u>	9
<u>Silur</u>	10
Das Silur in der Umgebung des Dorfes Viki	10
Der Kalkzug von Agrelopos	14
Kaledonische Orogenese ?	18
Paläogeographische Beziehungen des Silurs	20
<u>Unter-Devon</u>	21
<u>Mittel-Devon</u>	24
<u>Ober-Devon</u>	25
Die Grauwacken- und Schiefer-Fazies	25
Die Grauwacken- und Kalklinsen-Fazies	28
Entwicklung und Paläogeographie	30
<u>Unter-Karbon</u>	31
Tournai	31
Visé	32
Der	32
Der Bereich der Conodonten führenden Kalklinsen	33
Die Brachiopoden und Korallen führenden Kalklinsen	35
Paläogeographische Beziehungen	37
<u>Ober-Karbon</u>	38
<u>Variscische Diskordanz</u>	39
M e s o z o i k u m	42
<u>(Permo-)Skyth - Basale Serie</u>	42
Basale Konglomerat-Gruppe	42
Basale Bankkalke	45
<u>Tieftriadische Massenkalken und -dolomite</u>	48
<u>Rotkalken</u>	51
<u>Die tiefe Trias nördlich und südlich des Dorfes Viki</u>	54

	Seite
<u>Die Bunte Serie</u>	55
Die konglomeratfreie Fazies	56
Die Konglomerat führende Fazies	59
Die obere Schichtgruppe	61
Die Bunte Serie im Osten des Arbeitsgebietes	62
<u>Ladin</u>	64
Die Dolomite	64
Die Massenkalk	65
<u>Höhere Trias?</u>	66
DIE SCHICHTFOLGE DES ALLOCHTHON	67
<u>Unter-Karbon</u>	68
<u>Ober-Karbon</u>	68
<u>Ober-Karbon/Unter-Perm</u>	72
<u>Ober-Perm</u>	73
V u l k a n i s m u s	75
<u>Vulkanismus des Paläozoikums</u>	75
Die stratigraphische Position der Vulkanite	81
<u>Der postvariscische Vulkanismus</u>	81
<u>Neogen</u>	84
<u>Quartär</u>	85
<u>TEKTONIK</u>	
<u>Bauelemente im Hauptverbreitungsgebiet des Paläozoik.</u>	85
<u>Die tektonischen Strukturen im Gebiet des Mesozoikums</u>	88
Lagerungsverhältnisse im Autochthon	89
Bemerkungen zum Parautochthon	89
Allgemeine Züge	90
Die Xerolimno-Synklinale	91
Die Jossona-Synklinale	92
Die Synklinale des Kataracho	94
Die Oros-Synklinale	97
Der nördliche Ausläufer des Nikaria-Invers-Schenkels	99
Die Antiklinale von Nikaria	100
Die Antiklinale von Lonaki	101
Die Antiklinale von Strongilo	102
Der Teil-Sattel von Oura	104
Der Vigli- Teil-Sattel	104
Die Anavriades-Antiklinale	106

	Seite
Die Kritikou Lakkos Struktur	112
Die Aufpressungszone paläozoischer Gesteine	116
Die Tektonik des Allochthon	118
Der tektonische Bau des Allochthon i.e.S.	119
Die Unterlage des Allochthon	120
Tektonische Fenster	121
Die Herkunft des Allochthon	122
<u>Bruchtektonik</u>	122
<u>Die zeitliche Einordnung der tektonischen Ereignisse</u>	124
Prävariscische und variscische Krusten-Deformatio-	nen124
Die alpidische Tektonik	125
Die Faltung des Autochthon	125
Die Überschiebung des Allochthon	126
<u>Zur großtektonischen Stellung von Chios</u>	127
<u>Nutzbare Lagerstätten</u>	128
Antimon-Erze	129
PbS/ZnS-Erze	129
Hydrogeologische Anmerkungen	129
<u>Zusammenfassung</u>	131
<u>Literatur</u>	135
<u>Anhang</u>	

E I N L E I T U N G

=====

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer geologischen Kartierung im Maßstab 1 : 30 000. Sie wurde unter Leitung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. C.W. K o c k e l t, begonnen. Ihm fühle ich mich für sein stetes, äußerst lebhaftes Interesse am Fortgang der Untersuchungen und seine kritischen Hinweise zutiefst verpflichtet.

In dankenswerter Weise übernahm Herr Professor Dr. V. J a c o b s h a g e n die weitere Betreuung der Arbeiten im Institut und im Gelände. Unterstützung durch Fossilbestimmungen, Beratung bei der Bestimmung des Fossilmaterials oder dessen Konservierung sowie durch Bearbeitung der petrographischen Schliffe - für die ich allen Damen und Herren an dieser Stelle danken möchte - erhielt ich von den Herren Dr. P. B e n d e r/Marburg, Dr. H. B r u n t o n/London, Dr. St. D ü r r/Marburg, Professor Dr. H. F l ü g e l und Dr. W. G r ä f/beide Graz, Fraulein Dipl.-Geol. H. G r o o s/Göttingen, den Herren Professor Dr. M. H e r a k/Zagreb, Professor Dr.W. H e n t s c h e l/Wiesbaden, Dr. H. J a e g e r/Berlin, Frau Professor Dr. V. K o c h a n s k y-D e v i d é/Zagreb, den Herren Dozent Dr. D. M e i s c h n e r/Göttingen, Professor Dr. H.-J. S c h w e i t z e r/Bonn, Dr. W. S t r u v e/Frankfurt und Professor Dr. O. H. W a l l i s e r/Göttingen.

Dankbar erinnere ich mich auch mancher Hilfe, die mir vom Geologischen Institut der Universität Athen, damals unter der Leitung von Professor Dr. M. K. M i t z o - p o u l o s, zuteil wurde.

Für anregende und fördernde Diskussionen gilt mein Dank allen Marburger Dozenten und Kommilitonen, besonders aber den Bearbeitern der Nachbargebiete auf Chios, den Herren H. B e s e n e c k e r, G. K a u f f m a n n, der mir freundlicherweise seine Algen-Kartei zur Verfügung stellte, ferner den Herren G. L ü d t k e, W. R o t h und K. W. T i e t z e.

Zu aufrichtigem Dank für großzügige materielle Unterstützung bin ich Frau A. S p a n n /Marktleugast verpflichtet.

Dank schulde ich ferner dem Deutschen Akademischen Austauschdienst, der die Arbeiten in Griechenland durch Gewährung eines Stipendiums förderte.

Sämtliche bearbeiteten Proben werden im Geologischen Institut der Universität Marburg aufbewahrt.

Bemerkungen zu den Lokalitätsangaben

Die Lokalitäten wurden der topographischen Karte

1 : 50 000, Blatt Chios entnommen. Im Ost-Teil des Kartiergebietes erfolgte außerdem eine Ergänzung der Lokalitätsangaben (vgl. Abb. 1). Dabei fanden die bei den Hirten des Gebietes gebräuchlichen Bezeichnungen Verwendung.

Zu berücksichtigen ist, daß einige Flurnamen auch als übergeordnete Begriffe gebraucht werden, so z.B.

"Amethounta" für das gesamte Tal-Gebiet nordwestlich und nördlich des Oros, "Kavourolangada" für das Gebiet östlich des Koklia bis zum "Kardamilitiko Nero" hin, "Mesovouno" für das Gebiet südwestlich und südlich des Oros.

Ferner müssen folgende Fehler in der topographischen Karte beachtet werden:

- 1) Die in der Karte südwestlich Amades und östlich des Pelinaion 740 m über NN eingetragene Kapelle "Ag. Eleni" liegt in Wirklichkeit knapp 1 km NNE' des Koklia und 1,25 km SE' des Prophtis Ilias auf 1010 m über NN. Die fälschlicherweise als "Ag. Eleni" bezeichnete Kapelle hingegen trägt den Namen "Ag. Georgios".
- 2) Der östlich des Jossou-Tales gelegene Bergrücken (ca. 3 km NW' Kardamila) wird in der Karte als "Kranos" angegeben. Der "Kranos" (H. 1027 m über NN) liegt jedoch 5 km westlich Kardamila und 1,5 km nördlich des Oros-Gipfels, während die irrtümlich mit "Kranos" benannte Gegend unter der Bezeichnung "Konti" bekannt ist.
- 3) Das Gebiet von "Kritikou Lakkos" weist die Karte als "Platovouni" aus. "Platovouni" heißt jedoch der gesamte Bereich südlich zwischen dem "Kardamilitiko Dromo" und "Amethounta" (Lonaki). Die westlich des "Kranos" verzeichnete Lokalität "Psadofillo" (nicht zu verwechseln mit der Lokalität "Psadofillo" 1,75 km NE' des Koklia) ist nicht gebräuchlich.

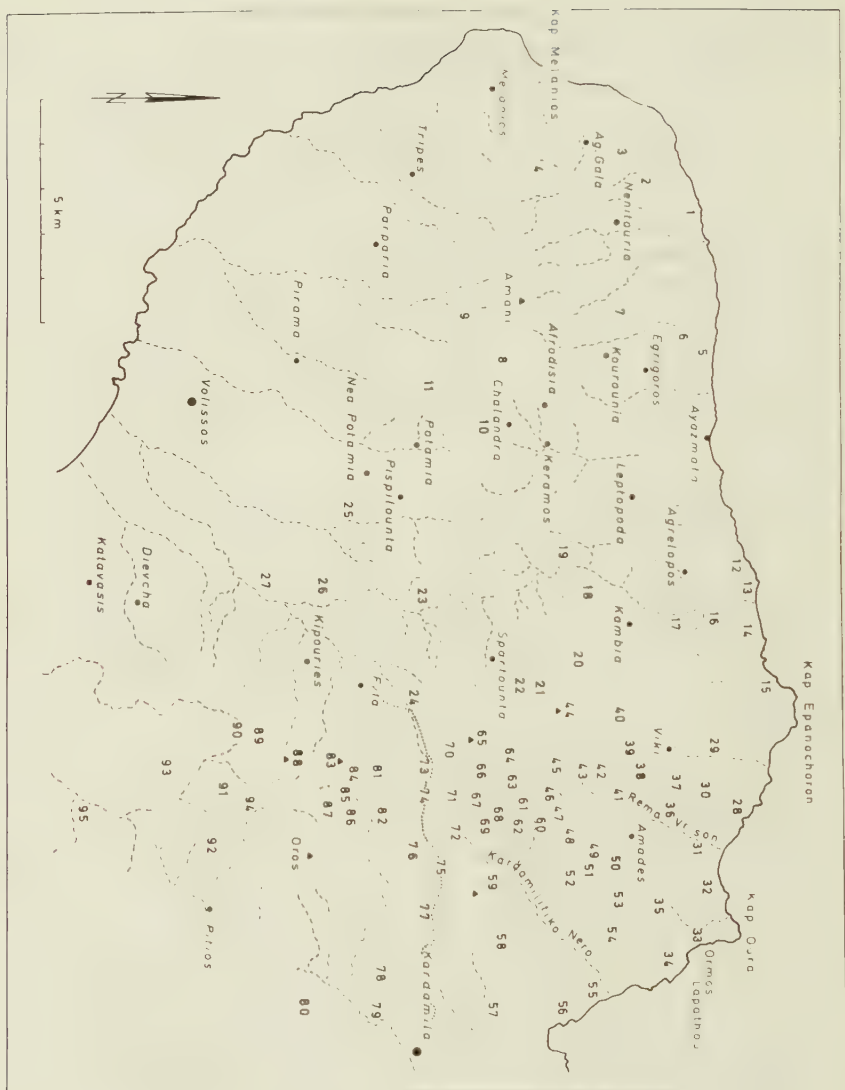


Abb. 1 LOKALITÄTEN-SKIZZE

Achlada	40	Exapetro	57	Krioneri	60	Rikani	48
Achlada	23	Fourni	15	Kritikou Iakkos	74	Rou	41
Ag. Apostoli	29	Fournopetra	11	Lonaki	82	Roussionaloni	63
Ag. Eleni	64	Jannia ("Platanaki")	35	Makri	78	Schistos Gremos	33
Ag. Georgios	46	Jemeno Nero	69	Malangia	73	Selatha	10
Ag. Isidoros	95	Jerou Vrisi	61	Manastiriaka	14	Selino	5
Ag. Pantes	13	Jirismeni	39	Measkremos	88	Skafi	3
Ag. Paraskevi	17	Jossoa	55	"Mesovouno"	94	Skioni	91
Ag. Triada	21	Kakavolaka	66	Mnimouria	16	Sklavolimionas	28
Agrelas (E' Viki)	37	Kammenos Iakkos	90	Molokremos	93	Spartountianou	70
" (E' Keramos)	19	Kampatia	38	Nagos	56	Starnoualou	22
Agridia	36	Kantselia	51	Nikaria	72	Strongilo	86
Amadokopos	71	Kantilas	31	Nikola	50	Stefani	42
Ambelos	34	Kastro Angelou	27	Panagia Despina	8	Tamarkou	25
Amethounta	85	Kataracho	59	" Pagousena	9	Tavri	89
Anavriades	49	Kavourolangada	67	Papori	59	Trachonas	80
Angelos	24	Kefala	18	Peristeria	1	"Tragovouni"	75
Brino	45	Kelia	53	Pidi	12	Troulia	87
Chalasmenos Iakkos	43	Kiminas	26	Piso Rachi	54	Vigla	30
Charkos	83	Kilaini	92	Plaka	7	Vigli	32
Chortianos	79	Koklia	65	Plakoto	47	Vourlia	84
Drimonas	6	Konakaris	4	Plativouno	81	Xerolimno	77
Elidi	2	Konti	58	Prophitis Ilias	44	Xilo pidis	62
Eliovouno	52	Kranos	76	Psadofillo	68		
				"Kardamilitikos Dromos"			



Abb. 2 Lage des Arbeitsgebietes (schraffiert).

Entfernungen bei den Lokalitätsangaben verstehen sich in km Luftlinie von den jeweiligen Bezugspunkten. Bei Höhenangaben handelt es sich um barometrisch ermittelte Werte, die anhand der Karte kontrolliert wurden.

GEOGRAPHISCHES:

Die seit 1912 zu Griechenland gehörende, kleinasiatische Insel Chios (türkisch: Sakiz Adasi) liegt etwa vor der Mitte der Westküste Kleinasiens, wenige Kilometer westlich der türkischen Halbinsel Karaburun (Erythrea) auf $38^{\circ}30'$ nördlicher Breite und 26° östlicher Länge. Sie zählt mit 920 km^2 zu den größten Inseln der Ägäis.

Abgrenzung des Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 2):

Das im folgenden beschriebene, erstmalig kartierte Gebiet befindet sich im nördlichen, "Voriochoria" genannten Teil der Insel. Seine Ostgrenze verläuft, von der Ambelos-Bucht (östlich Kap Oura) in südöstlicher Richtung nach Jossona, wo sie im gleichnamigen Tal leicht nach Süden zurückspringt, und führt dann am Steilhang (der triadischen Karbonatfolge) westlich Kardamila entlang zum Ostabhang des Makri (Kolonias).

Von hierab folgt die Gebietsgrenze dem vermutlich bereits im Jungtertiär angelegten Tal von Pityos nach Südwesten, das sie etwa 1,2 km nördlich der Kapelle des A. Isidoros - nach Nordwesten umschwenkend - wieder verläßt, um in einem Seitental nördlich des Waldgebietes von Molokremos zur Lokalität Kammenos Lakkos hinaufzuziehen und südlich des Measkremos über den westlichen Steilabfall der Trias zum Dorfe Kipouries hinabzugleiten.

Von da pendelt die Grenzlinie durch das Grauwackengebiet nach Westen, zwischen den Lokalitäten Kastro Angelou und Kiminas hindurch, führt südlich am Wehrturm von Tamarkou vorbei und über die Ortschaft Potamia hinauf in die Amani-Berge, läuft dann südlich der Lokalität Fournopetra zum verlassenen Klösterchen Panagia Pagouse-na und erreicht schließlich am Kap Melanios wieder das

Meer, welches das Gebiet im Nordwesten und Norden begrenzt.

Insgesamt umfaßt das Arbeitsgebiet etwa 180 km². Es wurde mit Hilfe von Luftbildern im Maßstab 1 : 33 000 geologisch kartiert.

Morphologie, Besiedlung und Wirtschaft:

Die geologische Beschaffenheit des Untergrundes in Nord-Chios wirkte sich relativ stark auf die Morphologie aus und führte zur Bildung zweier völlig konträrer Landschaftstypen:

Im Westen bauen paläozoische Klastika ein intensiv zertaltes, durch braungraue Färbung und konvexe Hangformen charakterisiertes Gebiet auf, dessen höchste Erhebung, die Amani-Berge, bis zu 809 m Meereshöhe ansteigen.

Scherben- und Gerätefunde beim Dorf Ag. Gala beweisen, daß Teile des Gebietes bereits im Neolithikum besiedelt waren (FURNESS, 1956). Die heutigen Ortschaften wurden, wohl zum Schutze gegen Überfälle von See her, etwa 1 - 1,5 km landeinwärts, in 300 - 400 m über NN, angelegt. Frei von Ansiedlungen ist der zentrale Bereich der Amani-Berge. Berichten STRABOs zufolge soll der im Altertum "Arioussa" benannte Landstrich den besten Wein der griechischen Lande hervorgebracht haben. Heute werden meist nur die unterhalb der Dörfer gelegenen terrasierten Hänge für Oliven- und spärlichen Getreideanbau genutzt, das restliche Gebiet ist Weideland (Ziegen!) mit dementsprechend karger Vegetation.

Der Bergbau, welcher im Keramos-Tal auf Antimon-Erzehung, kam völlig zum Erliegen, lediglich am Agrelia (zwischen Keramos und Kambia) werden seit kurzem wieder in geringerem Umfang PbS/ZnS-Erze abgebaut.

Einen völlig andersartigen Eindruck macht der hauptsächlich von hellen Karbonatgesteinen der Trias aufgebaute Ostteil des Kartiergebietes mit seinen steilen, schroffen Felspartien. Überragt von der weithin sicht-

baren Doppelpyramide des Pelinaion-Massivs (Prophitis Ilias 1297 m und Koklias 1274 m) liegen hier die höchsten Erhebungen der Insel (Oros 1186 m, Charkos 1152 m, Measkremos 1126 m, Kranos 1027 m). Diese werden durch tiefeingeschnittene Täler - hervorgehoben seien das Jossona-Tal ("Kardamilitiko Nero") und das Tal von Amethounta - getrennt.

Mehrere Dörfer, ebenfalls auf 300 - 400 m Meereshöhe gelegen, umsäumen das Kalkgebiet. Unter ihnen erlangten Amades, Viki und Kambia wegen ihres Wasserreichtums und des dadurch begünstigten Kirschenanbaus lokale Berühmtheit. Das unbesiedelte zentrale Triasgebiet wird auch hier von beachtlichen Ziegenherden beweidet.

ERFORSCHUNGSGESCHICHTE:

Von den bisher über Chios veröffentlichten geologischen Berichten sollen nur diejenigen berücksichtigt werden, deren Autoren sich mit der Problematik des Arbeitsgebietes im engeren Sinne auseinandersetzen.

Eine Übersicht über die geologische Erforschungsgeschichte haben BESENECKER et al. (1968) gegeben, weitere Einzelheiten finden sich bei TIETZE (1967).

In Nord-Chios wandte sich das Interesse der früheren Forscher fast ausschließlich dem Paläozoikum zu. Eine der wichtigsten Voraussetzungen bei den Versuchen den vorwiegend von Grauwacken und Schiefern aufgebauten Komplex im Nordwesten und Norden der Insel altersmäßig festzulegen, schien ihnen bald die Datierung des in dieser Folge befindlichen Kalkes von Agrelopos.

Zwar ging TELLER, der 1886 erstmals geologische Aufzeichnungen über das Gebiet lieferte, nicht näher auf diesen Kalkzug ein, aber aus der seiner Arbeit beigegebenen Kartenskizze ist zu entnehmen, daß er ihn noch als Anhängsel der mesozoischen Kalke des Prophitis Ilias auffaßte. Maßgebend für TELLERs Einstufung der obersten Partien des

Schiefer-Sandstein-Komplexes von Nord- und Nordwest-Chios in das Karbon war vielmehr der von ihm noch mit größter Vorsicht gezogene Vergleich von Fusulinenkalken aus Nordost-Chios, die nach heutiger Kenntnis (KAUFFMANN 1967) einer allochthonen Einheit angehören und "Kalken mit dem Habitus der Fusulinenkalke von Kardamyle" in der Nähe von Amades, bei denen es sich um Bankkalke der (permo-) triadischen "Basalen Serie" im Autochthon handelt.

PHILIPPSON (1911, S. 60) querte den Kalk von Agrelopos anscheinend zweimal, berichtete aber nur von einem "Zug grauen Kalkes mit Crinoiden-Stielgliedern und anderen undeutlichen Fossilien" (am Kiminas), bzw. von einem "Zug dunklen Kalkes mit weißen Adern (Karbon ?)", der z.T. in braunes Zinkerz umgewandelt sei (bei Agrelopos) und verwies im übrigen auf TELLER.

Für MARAVELAKIS (1915, 1916) stand - ohne nähere Begründung - ein Karbon-Alter der gesamten Grauwackenformation einschließlich des Agrelopos-Kalkes bereits fest.

Die ersten auf paläontologische Befunde gestützten Altersangaben stammen von KTENAS, der den Kalkzug aufgrund einer daraus gesammelten Korallen- und Brachiopodenfauna in das Ober-Devon stellte und ihn als Bezugshorizont für die Klastika in dessen Liegendem und Hangendem benutzte.

Die Gesteine im Liegenden unterteilte KTENAS in die "Schichten von Amani-Keramos" (Unter-Devon) und in die "Schichten von Parparia" (?Devon und älter).

Die Folge im "Hangenden" stellte er ins Karbon (Westfal), da sie nach seiner Meinung zwischen Devon und den von ihm als jungpaläozoische "Fusulinenkalke" (Ural-Perm) angesprochenen "Basalen Bankkalken" (vgl. S. 66) läge, sowie petrographische Ähnlichkeiten mit den Auernig Schichten zeigten.

PAECKELMANN, der später auf Anregung von KTENAS den Kalk von Agrelopos untersuchte, konnte dessen Datierungen jedoch nicht bestätigen. Basierend auf einer von WEISSERMEL

	Teller 1880	Philippson 1911	Maravelakis 1915, 1916	Ktenas 1921-1928	Paeckelmann 1939	Höll 1966	Herget 1968
TRIAS	Mesozoikum	Trias - Kreide	Trias	Trias	Trias	Perm	(Permo-)Skyth
PERM	Kalke mit dem Habitus von der Fusulinenkalke	Grauwacken und Tonschiefer	Sandstein - und	Kalke mit Productiden Fusulinenkalke	Ober - Karbon	Oberkarbon	Breccien,
KARBON	Schiefer - Sandstein - Komplex	mit einem	Kalk von Agrelapas	Quartzkgl. Sdst. Schiefer, Grauwacken, Tuffe, Laven	Schiefer, Grauwacken, Laven u. Tuffen	?	Grauwacken, Kieselschiefer, Schiefer
	mit	karbonischen	System				Schiefer und Vulkanite
	untergeordneten	Kalk Zug	mit				Kalklinsen
	Kalkteinlagerungen		vulkaniten				
DEVON	?	?		Kalk von Agrelapas	Kalk v. Agrelapas	Kalk v. Agrelapas	Sandst u Kalke
SILUR				System v. Amani/Keramos		Keramos - Schichten	Kiesel - u. Agrelapas
				System von Parparia		Amani - Schichten	Tonschiefer, Sandst
						Kalk von Melanios	Kiesel - und Alaunschiefer
ORDOVIZ				M ₃	Schichten v. Keramos	Parparia - Schichten	?
KAM- BRUM					Schichten v. Parparia		
ALGON- KIUM					halbmetamorphe Serie M ₃		

Abb. 3 Stratigraphische Tabelle zur Erforschungs-geschichte des autochthonen Paläozoikums.

(1938) bearbeiteten Korallenfauna des Silur bis Mittel-Devon stufte PAECKELMANN (1939, S. 354 f.) den Kalkzug in das hohe Unter-Devon ein.

Im Gegensatz zu KTENAS, der eine konkordante Abfolge der Schichten annahm, stellte PAECKELMANN sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Agrelopos-Kalkes Diskordanzen fest; diese inspirierten ihn zur Konstruktion von Schichtlücken und Faltungsphasen, welche er durch Analogie im Bosporus-Gebiet zu bestätigen suchte. So kam er zur Ansicht, daß Silur (Gotlandium) und ebenso Unter-Karbon in Nord-Chios fehlen mußten. Die "Schichten von Parparia" sowie auch die "Schichten von Keramos" wurden dem Ordoviz zugeordnet und der im Hangenden des Kalkes von Agrelopos folgende Gesteinskomplex im Osten des Kam-bia-Tales erschien PAECKELMANN nicht älter als Ober-Karbon (1939, S. 358).

Durch erneute Fossilaufsammlungen gelang es HÖLL aufgrund einer von WELLENHOFER bestimmten Korallenfauna für den Kalk von Agrelopos ein Ludlow-Alter wahrscheinlich zu machen, was mit den Ergebnissen von HERGET & ROTH 1968 weitgehend übereinstimmt.

Bei der Beurteilung der übrigen paläozoischen Gesteine richtete sich HÖLL weitgehend nach PAECKELMANN und den früheren Autoren, doch fehlt nach seiner Ansicht Devon und zumindest auch das untere Unter-Karbon völlig (HÖLL 1966, S. 108).

In Abb. 3 sind die bisherigen Einstufungen des Paläozoikums in Nord-Chios zusammengestellt. Die Vorkommen paläozoischer Gesteine im Hauptverbreitungsgebiet der Trias werden nirgends erwähnt.

Zur Gliederung des Mesozoikums von Nord-Chios hatten sich nur PHILIPPSON und MARAVELAKIS geäußert. Ihre Ansichten sind in den Abb. 4 und 5 zu vergleichen, die beide den Westhang des Pelinaion darstellen. Eine dritte Schichtenfolge hatte KTENAS südöstlich außerhalb des Arbeitsgebietes am Ag. Isidoros aufgestellt.

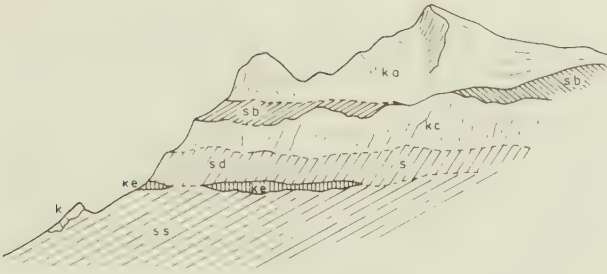


Abb. 4 West-Hang des Pelinaion nach MARAVELAKIS

- kretazische Dolomite d. Proph. Ilias
- triadische dunkle Kalke
- triadische Sandsteine
- triadische Dolomite
- Konglomerate
- Sandsteine des Karbon
- Kalke des Karbon

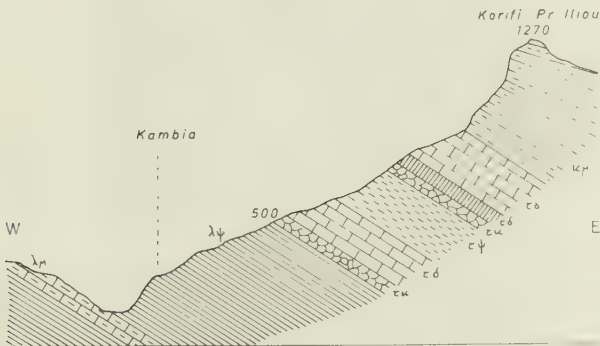


Abb. 5 West-Hang des Pelinaion nach PHILIPPSON

- ka grauer Massenkalk
- sb Schieferzone
- kc Kalkzug
- sd rote tonige Schichten (Trias?)
- ke schmaler Kalkzug (Trias?)
- ss paläoz. Tonschiefer u. Grauwacken m. kleineren Kalkzügen (k)

In der Tektonik gingen sämtliche Autoren von der Modellvorstellung einer Großmulde aus, die Nord/Süd streichend, die Insel Chios aufbauen sollte. Im Osten und Westen - so nahm man an - werde diese von je einer Sattelstruktur begrenzt. Den Kern der östlichen Antiklinale sah man im Metamorphikum der Oinoussai-Inseln. Das Analogon im Westen sollte die Insel Psara bilden, auf der nach KTENAS die metamorphen Serien M_1 und M_3 anstehen. Das im Nordwesten von Chios verbreitete Paläozoikum sollte sich schalenförmig um den kristallinen Kern im Westen legen, von dem es durch das Meer getrennt ist. Die mesozoischen Gesteine repräsentierten demnach die Muldenfüllung. Dieses Modell hätte, auf das Arbeitsgebiet bezogen, einen Vorstoß von Osten nach Westen in immer ältere Schichten bedeutet.

DIE TEKTONISCHE GROSS-GLIEDERUNG VON NORD-CHIOS:

Am geologischen Aufbau des untersuchten Gebietes in Nord-Chios beteiligten sich zwei große Einheiten: Autochthon und Allochthon, wobei das von Norden überschobene Allochthon sowohl in seiner Verbreitung, als auch hinsichtlich seines stratigraphischen Umfanges, die geringeren Dimensionen aufweist.

Im östlich anschließenden Teil der Insel (Nordost-Chios) hat KAUFFMANN (1967) die Gesteinsfolge in drei Einheiten, Autochthon, Parautochthon und Allochthon gegliedert, für deren Differenzierung er ganz bestimmte Charakteristika angab (KAUFFMANN 1967, S. 12 ff.).

Dieses Schema läßt sich jedoch nicht uneingeschränkt auf Nord-Chios übertragen, da sich hier die Unterscheidungsmerkmale von Autochthon und Parautochthon i.S.KAUFFMANNs verwischen.

Die daraus resultierenden Probleme werden im tektonischen Teil erörtert.



Abb. 6 Lebensspuren (?Zoophycos) in grüngrauem Siltstein, 500 m südöstlich Panagia Despina (Amani-Berge).



Abb. 7

Kugelförmige Absonderung in einer Sandstein-Bank, 1 km nordöstlich des Kiminas.

S T R A T I G R A P H I E

DIE SCHICHTFOLGE DES AUTOCHTHON:

P a l ä o z o i k u m

DIE GRAUWACKEN:

Der größte Teil der datierten paläozoischen Gesteine des Autochthons in Nord-Chios steckt in Grauwacken-Folgen, die lithologisch nicht voneinander zu unterscheiden sind, obwohl sie eine sehr große Zeitspanne repräsentieren.

Die Hauptmasse der Grauwacken besteht aus grobklastischen, teils konglomeratischen Gesteinen, die braun anwittern, im frischen Anschnitt aber grau erscheinen. Sie lassen auf rasche Sedimentation schließen.

Daneben sind feinere, "verfilzt" erscheinende Partien verbreitet, die einen höheren Glimmeranteil und sehr typische bräunlichgraue Färbung aufweisen.

Rasch auskeilende, wenige Meter mächtige Konglomeratinseln mit bis zu einigen Zentimetern großen Quarz, Lydit- und kristallin-geröllen sind wohl als Rinnenfüllungen zu deuten.

Wechsellagerungen von geringmächtigen Grauwacken-Bänken mit Grauwackenschiefern und siltigen, oft glimmerreichen Schiefern treten vor allem im östlichen Teil des Verbreitungsgebietes auf. Hier sind u.a. auch öfters Fließ-Strukturen und gradierte Schichtung zu beobachten.

Ein gar nicht seltenes Attribut dieser Folge im Osten des Gebietes stellen mitten aus den Grauwackenbänken herauswitternde kugelige Gebilde dar, wobei sich zwischen dem umgebenden Bankmaterial und der Sedimentkugel makroskopisch keinerlei Unterschiede feststellen lassen. Diese Sediment-Kugeln sind kalkfrei und kompakt. Konzentrischer Schalenbau wurde nie beobachtet.

Tuten-Mergel mit typischer cone-in-cone structure sind z.B. an der Steilküste östlich der Mündung des Kambia-Tales zu beobachten.

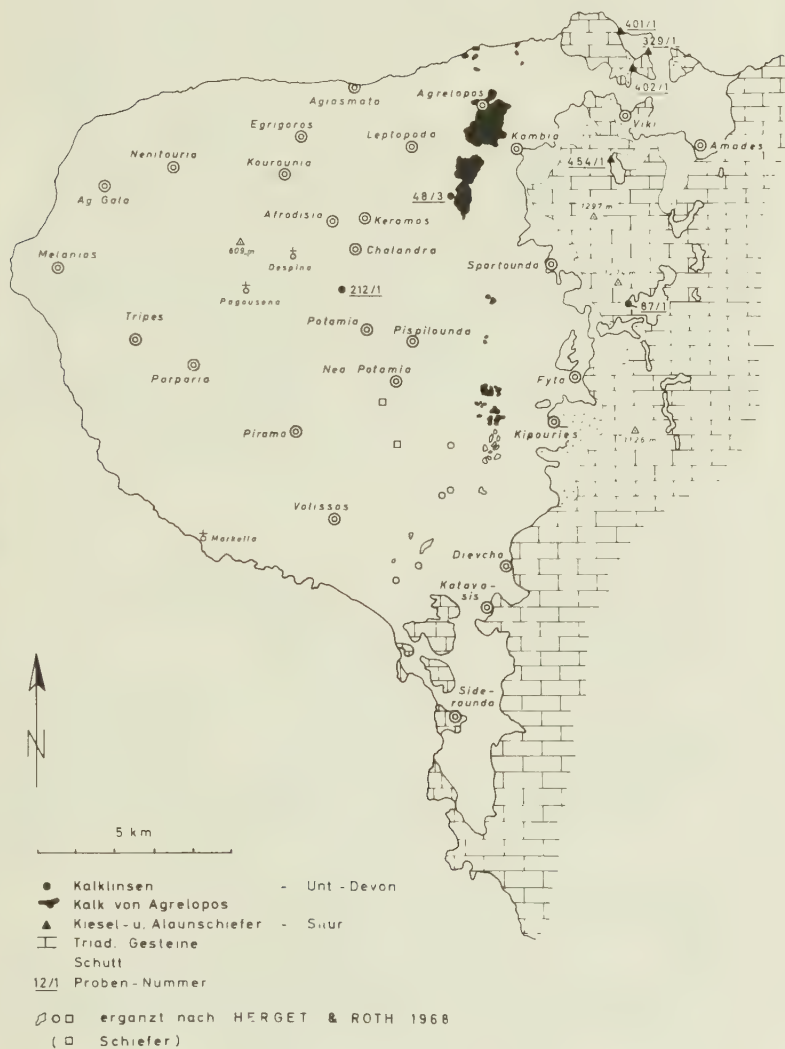


Abb. 8 Fundpunkte des Silur und Unter-Devon.

Fossilführung:

Der äußerst spärliche Fossil-Inhalt der Grauwacken beschränkt sich auf Spuren in feinkörnigen Partien und auf Pflanzen-Häcksel, der sowohl in grob- als auch in feinklastischem Sediment eingebettet wurde. Stücke von einigen Zentimetern Länge sind keine Seltenheit, einige erreichen sogar mehrere Dezimeter. Eine Bestimmung des Materials ließ sich wegen zu schlechter Erhaltung nicht durchführen (Begutachtung durch Prof. Dr. SCHWEITZER).

Die Pflanzenreste weisen nach GOTHAN (PAECKELMANN 1939, S. 357) und JUNG (HÖLL 1966, S. 19) Ähnlichkeiten mit Psilophyten auf. PAECKELMANN und HÖLL hatten darin Vertreter der ältesten Landpflanzen gesehen, weil sie die paläozoischen Klastika noch ins Ordoviz einstuften. Dazu besteht jedoch kein Anlaß mehr. Wahrscheinlich sind diese Gesteine jünger (vielleicht karbonisch?).

SILUR (vgl. Abb. 8):

Das sowohl lithologisch als auch nach dem Alter verschiedene Silur findet sich in zwei Gebieten:

DAS SILUR IN DER UMGEBUNG DES DORFES VIKI:

Bei sämtlichen Vorkommen handelt es sich um eine Wechselagerung von Lyditen (nach HAAGE: Kieselschiefer mit kohligem Pigment), und Alaunschiefern.

Die Kieselschiefer zeigen im frischen, muscheligen Bruch graue bis dunkelgraue Färbung, können aber, von Klüften und Rissen ausgehend, zu hellgrauen Quarzgesteinen ausbleichen und, meist auf den Schichtflächen hellbraun, seltener rötlich anwittern. Bisweilen treten dünne Mangankrusten auf. Die einzelnen Bänken sind in der Regel nur wenige Zentimeter mächtig und schwellen selten bis zu Dezimeterstärke an. In Bereichen mit intensiver Klüftung zerfallen sie in kleine Stücke.

Die Alaunschiefer sind, vermutlich durch Reichtum an kohligter Substanz, in frischem Anschnitt tiefschwarz,

wittern dunkelgrau an und zeigen oberflächlich weiße oder gelbliche Alaun-Ausblühungen. Meist ist Feinschichtung zu beobachten. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung erscheint das Gestein "kompakter" und wird von gefalteten kleinen Harnischflächen unregelmäßig durchzogen.

Von den Kiesel-schiefern zu den Alaun-schiefern bestehen bezüglich des SiO_2 -Gehaltes fließende Übergänge. Nach Untersuchungen von LEUTWEIN (1951) an thüringischen Kiesel-schiefern soll damit auch eine Vergrößerung des FeS_2 - und Al_2O_3 -Anteiles verbunden sein, doch wurden von dem chiotischen Material keine chemischen Analysen angefertigt. Herr Dr. JAEGER verglich die vorliegenden Sedimente lithologisch mit den Unteren Graptolithen-schiefern des mitteleuropäischen Silur-Meeres. Die beschriebenen Gesteine kommen meist in morphologisch kaum hervortretenden, linsenförmigen Körpern von wenigen Zehner Meter Durchmesser vor. Sie sind in sich stark spezialgefaltet und an Stellen, wo mobile, SiO_2 -ärmere Zwischenlagen zurücktreten und spröde Lycaite überwiegen, in einzelne Pakete zerschert.

Das "Nebengestein" der Linsen bilden hauptsächlich olivgrüne, schluffige bis sandige Schiefer, die in gleichfarbige Sandsteine übergehen können. Ob die Klastika nun stratigraphische Äquivalente der Kiesel-/Alaun-schiefer-Folge darstellen oder ob die Lydit-Körper als Scherlinge in einer mobileren, ungleichaltrigen Serie schwimmen, kann nicht entschieden werden, zumal die Kontakte weitgehend durch Schutt verschleiert sind.

Die bisher ältesten datierten Schichten der Insel Chios stehen 1,3 km nördlich des Dorfes Viki in einem nach Osten ansteigenden Wasserriß, ca. 230 m Nordosten der Kapelle Ag. Apostoli, 110 m über NN an.

Dr. JAEGER beurteilt die daraus gewonnene Graptolithen-Fauna wie folgt:

Probe 402/1:

"Climacograptus sp. ex grege scalaris (HISINGER).

Mit keiner Form, die mir aus der Literatur bekannt ist, stimmen Ihre Stücke hinreichend überein. Leider ist ein strenger Vergleich wegen zu schlechter Erhaltung unmöglich. Ihre Stücke scheinen infolge Parallelschieferung ausgewalzt worden zu sein. Es gibt keine Kriterien, die diese Annahme zwingend beweisen oder gar den Betrag der Auswalzung errechnen lassen. Die Rhabdosome erinnern am ehesten an *Cl. scalaris normalis* LAPWORTH und *Climacograptus rectangularis* (MCCOY). Beide kommen in den basalen Zonen des Valents, nämlich 16-19, oft häufig vor. Da trotz der großen Probenmenge kein Monograptus zu sehen ist, wäre Zone 16 oder 17 am wahrscheinlichsten (im höheren Teil der Zone 17 erscheint die Gattung Monograptus zum erstenmal). Wenn Ihre Proben aus einer einzigen Lage stammen sollten, wäre diese Datierung weniger sicher." (Die Probe stammt aus einem vertikalen Bereich von 0,1m). "Theoretisch würde ich ein bereits ordovizisches Alter nicht ausschließen, denn diese monotonen Climacograpten gehören langlebigen Linien an. Aber hochordovizische Alaunschiefer sind meines Wissens auch aus der Thetys nicht bekannt, so daß wir wohl beim basalen Llandovery bleiben können."

Ein weiterer Graptolithen-Fundpunkt liegt im Anschnitt der östlich Viki von der Hauptstraße nach Norden zum Meer abzweigenden Wirtschaftsstraße, 120 m über NN und 1,8 km nordnordöstlich des Dorfes, sowie 650 m süd-südöstlich der Kapelle Ag. Nikolaos. Zur Datierung der hier gesammelten Fauna führt Dr. JAEGER an:

Probe 329/1:

Monograptus nodifer TORNQUIST (häufigste Form)

Lebenszeit: Zone 24 bis 25 nach ELLES und WOOD, genauer griestoniensis- bis unterer Teil der spiralis-Zone, also die obersten Zonen des Llandovery kennzeichnend.

Monograptus galaensis LAPWORTH, .

Diplograptus (*Petalograptus*) *palmeus tenuis* (BARRANDE)
(1 jugendl. Rhabdosom).

Diese beiden Arten sind mir aus Horizonten über der

griestoniensis-Zone nicht bekannt geworden. Ich datiere daher die Fundschicht auf Chios - mit kleinem Vorbehalt - als griestoniensis-Zone.

Weiterhin sind vertreten:

Monograptus priodon cf. *pandus* LAPWORTH,

Monograptus veles (RICHTER) ???

Monograptus sp. ex *grege spiralis* GEINITZ

Monograptus sp. ex *gr. nudus* LAPWORTH.

Diese Formen sind mit der angegebenen Datierung vereinbar.

Zusätzlich gewonnenes Material aus der gleichen Fundschicht bestätigte zwar die frühere Einstufung, vergrößerte aber zugleich die Probleme, da die Graptolithen nur fragmentarisch erhalten sind. Dr. JAEGER schreibt:

"Eine Überraschung bedeuten zahlreiche, leider nur wenige Millimeter messende Fragmente eines Graptolithen mit langen Stacheln. Es scheint sich nicht um gedornete Diplograptiden zu handeln, die aus dem hohen Valent Thüringens und Böhmens bekannt sind, sondern eher um Monograptiden. Da käme nur *Monograptus turriculatus* (BARRANDE) in Frage, Leitform der Zone 22 aber in 23 hinreichend. Aus Zone 24 oder gar 25 ist diese Art jedoch nie angegeben worden, vielleicht, weil man winzige Nachläufer übersehen hat?

Es wäre auch eine andere Deutung möglich: Die als *Monograptus nodifer* bestimmten Stücke könnten teilweise zu *Monograptus exiguus primulus* BOUČEK & PŘIBYL gehören, einer Leitform des tieferen Teils der Zone 22 (Zone des *Rastrites linnaei* der tschechischen Autoren); denn kleine Fragmente kann man nicht von *Monograptus nodifer* unterscheiden. (*Monograptus nodifer* ist aber sicher vorhanden). Das hieße, Ihre Fundschicht geht tief in die Zone 22 hinab."

Außerdem wurden festgestellt:

Monograptus sp. ex *grege spiralis*, teilweise möglicherweise *Monograptus spiralis* selbst, teilweise sicher eine andere Art und *Monograptus priodon* cf. *priodon*. Damit

sind die Gesteine nach JÄGER in die Zone 24 (möglicherweise 22 - 25) einzustufen.

Unmittelbar am Strand, ca. 700 m WNW der bereits erwähnten Kapelle Ag. Nikolaos ist ein nur wenige Quadratmeter umfassendes Kieselschiefervorkommen aufgeschlossen, das folgende Graptolithenfauna lieferte:

Probe 401/1:

Monograptus colonus (BARRANDE) (sehr häufig)
Monograptus roemeri (BARRANDE) (1 Rhabdosom)
Monograptus dubius (SUESS) subsp. frequens (JAECKEL)
(häufig)
Monograptus bohemicus (BARRANDE) (nicht selten)
Monograptus nilssoni LAPWORTH
Monograptus cf. micropoma (JAECKEL) und
Monograptus cf. haupti KÜHNE (einige Fragmente)

JÄGER stellt sie in Zone 33 nach ELLES und WOOD = Zone des Monograptus nilssoni oder Monograptus colonus, also in das Unter-Ludlow.

Von Viki steigt zwischen den Gebieten von Achladia im Westen und Stefani im Osten ein Tal nach Süden empor, in dem 500 m über NN dunkle, spezialgefaltete Kieselschiefer anstehen (Probe 454/1). Sie enthalten nach JAEGER Monograptus cf. dubius SUESS und reichen somit stratigraphisch vom Wenlock bis in das höhere Ludlow (eB₂).

Der Kalkzug von Agrelopos:

Die Kalke:

Von der Nordküste, beiderseits der Mündung des Kambia-Tales, ausgehend (Lokalitäten Pidi im Westen und Manastiriaka im Osten), ziehen sich die unterschiedlich dimensionierten Vorkommen des Kalkes von Agrelopos perl-schnurartig als schwach gekrümmtes Sigmoid nach Süden. Sie überschreiten die Grenze des Kartiergebietes südlich des Kiminas und lassen sich noch bis wenige Kilometer südöstlich der Ortschaft Volissos verfolgen (HERGET & ROTH 1968)

Gegenüber den umgebenden klastischen Sedimenten des Paläozoikums treten die Kalke des Agrelopos-Zuges morphologisch deutlich hervor und stehen als helle Kleckse in klarem Kontrast zu den Braun- und Grautönen der Klastika.

Im Agrelopos-Kalk liegt ein vorwiegend massig ausgebildeter, meist grobspätiger inhomogener Riff - bzw. Riff-Schutt-Kalk vor, dessen Farbe vom lichten Hellgrau bis nach Dunkelgrau variiert (z.B. östlich Agrelopos) und der unter einem hellen Anwitterungsfilm sogar schlierenartige gelbe oder rote, tonreiche Partien verbergen kann. Lokal sind Breccienbildung zu beobachten, die als Riffschutt gedeutet werden können, während die starke Durchschwärmung mit Calcittrümmern oder gelegentliche Flaserung wohl auf tektonische Einflüsse zurückgeführt werden muß. Nur selten, z.B. bei Agrelopos und südöstlich des Kiminas, lassen sich Andeutungen von grober Bankung erkennen, die das generelle Einfallen der Vorkommen mit etwa 25 - 50° nach Osten unterstreichen.

Seine Hauptverbreitung findet der Kalk südlich des wegen Wassermangels fast verlassenen Dörfchens Agrelopos, wonach ihn KTENAS benannte. Mit 70 - 80 m erreicht er dort seine größte Mächtigkeit, die allerdings bis auf wenige m abnehmen kann. Diese kleinen Kalkkörper lassen dann keine einheitliche Streichrichtung mehr erkennen, sondern passen sich jeweils den lokalen tektonischen Gegebenheiten an.

Die Fossilführung ist im allgemeinen spärlich, jedoch können sich vor allem Crinoiden und Brachiopoden gelegentlich in Nestern anreichern. Außerdem treten Korallen auf.

Eine Brachiopoden-Fauna, die westlich des Kephala-Hügels, 1,5 km südwestlich des Dorfes Kambia, auf der westlichen Talseite des Kambia-Baches, 270 m über NN, in den liegenden Partien des Agrelopos-Kalkes gefunden wurde, beurteilt Dr. W. STRUVE/Frankfurt folgendermaßen:

"Die kümmerliche Fauna besteht aus

Entelacea,
Pentameracea,
Rhynchonellacea,
Atrypacea,
Retziacea und
Spiriferacea.

Maximale Altersspanne ist Silurium bis Ober-Devon I

(einschließlich). Unter den Spiriferacea befinden sich keine typischen Vertreter des Siluriums. Für die Atrypa-Reste ergibt sich ein größtes Alter von allenfalls Ludlowium; aber auch das ist nicht wahrscheinlich.

Nach der Häufigkeit ähnlicher morphologischer Typen (es ist keine Art und Gattung bestimmbar) vermute ich jüngeres Unter-Devon oder Mittel-Devon."

Von dem teilweise stark rekristallisierten Korallenmaterial, das aus dem Gebiet zwischen Agrelopos und Kiminas stammt, konnte Dr. W. GRÄF/Graz nur folgende Arten bestimmen:

- Thamnopora reticulata (DE BLAINVILLE, 1830)
Einstufung: Unter-Devon
"Columnaria (Pycnophyllum)" breviradiata WEISSERMEL, 1938
Einstufung: Silur - Unter-Devon
Favosites gotlandicus gotlandicus LAMARCK
Einstufung: Silur - Unter-Devon

Bei ca. 40, über das gesamte Verbreitungsgebiet des Agrelopos-Kalkes entnommenen Conodontenproben brachten nur wenige aus dem Süd-Teil stammende Stücke positive Resultate (HERGLT & ROTH, 1968: Ludlow), während die im nördlichen Bereich gewonnenen Proben sämtlich negativ blieben. Lediglich in den Vorkommen am Osthang des Kiminas erschienen noch vereinzelt Einzahn-Typen (Nach Bestimmung von Prof. Dr. WALLISER/Göttingen: Belodina sp. und Panderodus sp.).

Die erzielten Ergebnisse stehen nicht im Gegensatz zu der von HÖLL 1966 vorgenommenen Einstufung des Kalkes von Agrelopos in das Ober-Silur (vgl. auch HERGET & ROTH, 1968, S. 16 f.), erlauben aber auch keine darüber hinausgehende exaktere Datierung. Der Kalk von Agrelopos wird daher, unter Berücksichtigung der von HÖLL, (1966) bzw. HERGET & ROTH (1968) ermittelten Resultate im wesentlichen als obersilurisch angesehen; mit einem unter-devonischen Anteil ist aber ebenfalls zu rechnen.

Die Konglomerate:

Zusammen mit dem Kalk von Agrelopos sind stellenweise,

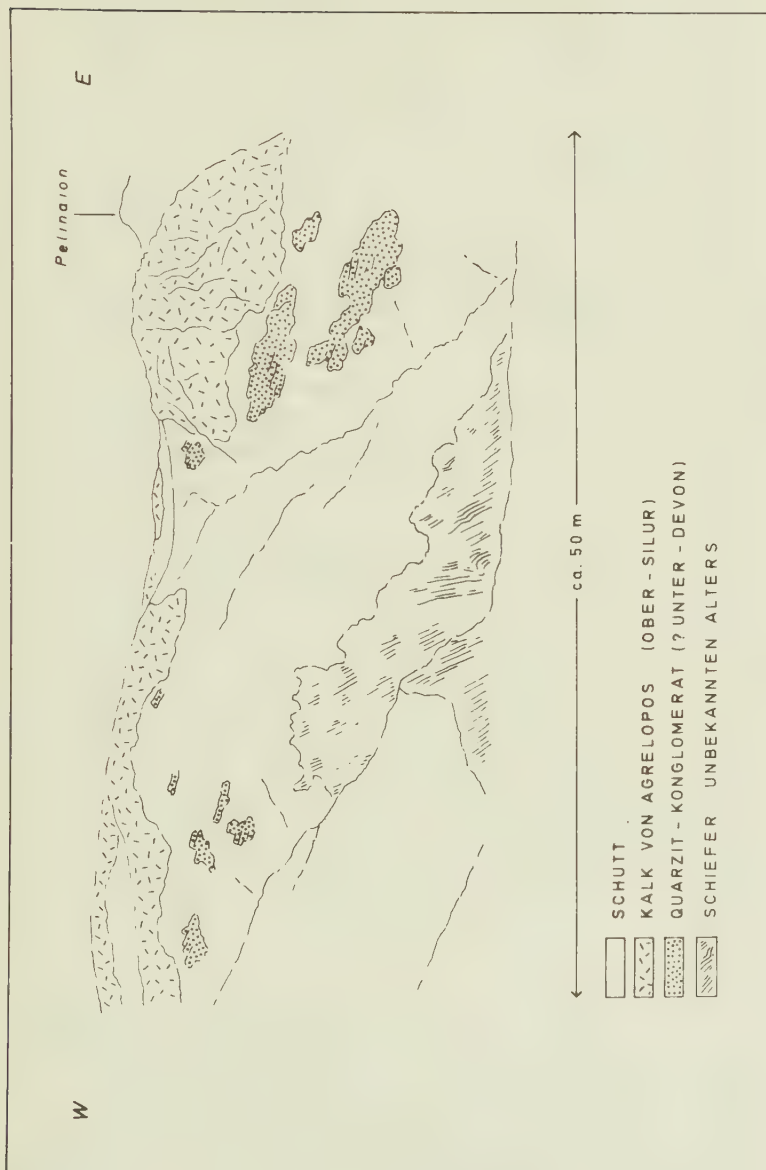


Abb. 9 Lagerungsverhältnisse am Ost-Hang des Kiminas.

wie z.B. in der Gegend von Manastiriaka oder zwischen Agrelopos und Agrelia, sowie auch an der Kapelle Ag. Irini (1,9 km WSW' Spartounta) und am Kiminas-Rücken Konglomerate anzutreffen (vgl. Abb. 9).

Ihre Komponenten bestehen in der Hauptsache aus hellbraunem, seltener weißem bis rötlichem Quarzit bzw. quarzitischem Sandstein mit Beimengungen von dunklen Kiesel-schiefern, vereinzelt auch Milchquarz und werden meist durch ein sandiges Bindemittel verkittet, obwohl, vor allem zum Kontakt mit dem Agrelopos-Kalk hin, die Matrix kalkig werden kann.

Die Gerölle im nördlichen Verbreitungsgebiet (nördlich Kambia) erscheinen gegenüber den im südlichen (Kiminas) auftretenden stärker abgeflacht. Der Durchmesser variiert im allgemeinen von 1 - 10 cm wobei das Gros bei 6 - 7 cm liegen dürfte.

Lokal erreichen die Konglomerate Mächtigkeiten von 5 - 7 m, bleiben im Schnitt aber etwa 2 - 3 m und keilen seitwärts rasch aus. Ihre Schichtung verläuft mehr oder weniger parallel zum generellen Einfallen des Kalkes von Agrelopos; von den angrenzenden Grauwacken und Schiefern sind sie durch tektonische Flächen getrennt. Der Übergang vom kompakten Konglomerat zum Kalk kann sich entweder, von einer Grobschüttung ausgehend, unter kontinuierlicher Größenabnahme der Gerölle vollziehen oder in mehrmaligem Wechsel gröberer und feinerer Lagen, unter allmählichem Zurücktreten des sandigen, zugunsten eines kalkigen Bindemittels. Beides erfolgt im Meterbereich.

Die zeitliche Einordnung der Konglomerate erweist sich als problematisch.

Für deren h ö h e r e s (silurisches) Alter als das des Kalkes von Agrelopos sensu stricto sprächen Geopetalgefüge ("fossile Wasserwaagen"), die am Ost-Hang des Kiminas im Agrelopos-Kalk festgestellt wurden. Die Konglomerate liegen hier unter dem Riffkalk (vgl. Abb. 9). Dabei ist allerdings zu beachten, daß alle weiteren Geopetalgefüge im nördlichen Verbreitungsgebiet des Kalkes

von Agrelopos in umgelagerten Riff-Schutt-Blöcken gefunden wurden. Auch für die am Kiminas beobachteten "fossilen Wasserwaagen" ist eine derartige Umlagerung nicht mit absoluter Sicherheit auszuschließen.

Auf eine stratigraphisch j ü n g e r e Position der Konglomerate gegenüber dem obersilurischen Agrelopos - Kalk deuten dagegen:

1. Funde von Rollstücken der Codiaceen *Lancicula alta* MASLOV und *Litanaia anirica* MASLOV im obersten Bereich der Konglomerate, ebenfalls am Ost-Hang des Kiminas, 300 m über NN. Diese sind bisher nur aus dem Unter-Devon bekannt geworden.

Allerdings könnte der stratigraphische Leitwert von *Lancicula alta* MASLOV und *Litanaia anirica* MASLOV im Hinblick auf die bisher erfolgte sporadische Bearbeitung dieser Codiaceen-Gruppe überfordert werden, zumal Algen ohnehin als langlebige Organismen mit relativ geringer Variationsfreudigkeit bekannt sind.

2. Brachiopoden-Funde aus den liegenden Partien des Agrelopos-Kalkes, die nach STRUVE eher auf ein unter- bis mittel-devonisches Alter der Fundschichten hinweisen.

3. Inverse Konglomerat-Schlotten, deren Deutung durch Injektion von unten her als unwahrscheinlich gelten sollte.

Größere Bedeutung erlangen diese Überlegungen im Zusammenhang mit der Suche nach Beweis-Material, das für oder gegen die Annahme kaledonischer Bewegungen im Gebiet von Nord-Chios spräche.

KALEDONISCHE OROGENESE ?

Sowohl PAECKELMANN (1939, S. 369) als auch HÖLL (1966, S. 21 f.) nahmen als sicher an, daß die Grauwacken-Serie von Nord-Chios kaledonisch gefaltet sei und glaubten dies sogar bewiesen zu haben. Daß zum Nachweis derartiger Bewegungen aber nicht die von ihnen angeführten Kriterien dienen können zeigen folgende Tatsachen: Nach PAECKELMANNs

Untersuchungen soll der Kalk von Agrelopos diskordant über den "Schichten von Amani-Keramos" liegen und seine Transgressionsfläche deren Spezialfalten abschneiden. Er nahm daher an, daß die "Schichten von Amani-Keramos" sowie die "Schichten von Parparia", die noch älter sein sollten, bereits kaledonisch gefaltet wurden. Auch HÖLL vertrat noch diese Ansicht. Da aber nach den zahlreichen Fossilfunden (vgl. Abb. 10 und 13) die Begriffe "Schichten von Amani-Keramos" und "Schichten von Parparia" hinfällig wurden, entfiel damit zugleich die Argumentation PAECKELMANNs für eine kaledonische Faltung (vgl. HERGET & ROTH 1968: 67).

HÖLL (1966: 16) hat außerdem aus Aufarbeitungshorizonten (Konglomeraten, Breccien) an der Basis des vermeintlich ober-ordovizischen bis unter-gotlandischen "Kalkes von Melanios" und einer schwachen Winkel-Diskordanz zu den unterlagernden, angeblich älteren Teilen der "Parparia-Schichten" auf epirogene frühkaledonische Bewegungen geschlossen. Da dieser Kalk-Zug jedoch inzwischen in das Unter-Karbon eingestuft werden konnte und sich weiter westlich, in den angeblich ältesten Schichten des Paläozoikums von Nord-West-Chios am Kap Melanios ebenfalls unter-karbonische Conodonten fanden (s. Abb. 13) kann auch hier von kaledonischer Tektonik keinesfalls die Rede sein.

Immerhin wäre es denkbar, daß die möglicherweise ins Unter-Devon einzustufenden Quarzitkonglomerate am Beginn einer bis in das jüngere Paläozoikum andauernden Ablagerung typischer Geosynklinalsedimente stünden und mit spätkaledonischen Unruhen in Zusammenhang gebracht werden könnten. Allerdings lassen sich für den engeren Bereich von Nord-Chios nicht genügend eindeutige Kriterien feststellen, durch die eine größere tektonische Aktivität während der kaledonischen Ära bestätigt würde.

KAUFFMANN (1968: 25) hält kaledonische Bewegungen in Nordost-Chios für möglich.

Aus Kleinasien sind zwar, nach einer Zusammenstellung von

H. FLÜGEL (1964: 22 ff.) durch verschiedene Autoren Anzeichen kaledonischer Bewegungen gemeldet worden, doch spielt bei deren Beurteilung - wie FLÜGEL zeigt - die Unsicherheit der stratigraphischen Verhältnisse eine nicht unbedeutende Rolle.

PALÄOGEOGRAPHISCHE BEZIEHUNGEN DES SILURS:

Die Seltenheit nicht metamorpher altpaläozoischer Sedimente im ägäischen Raum rechtfertigt einen Blick auf vergleichbare, fossilbelegte Silurablagerungen in der näheren und weiteren Umgebung.

Enge Beziehungen bestehen zwischen den im Arbeitsgebiet festgestellten und den von KAUFFMANN (1967) in Nordost- sowie den von ROTH (1968) in West-Chios nachgewiesenen Vorkommen. Die von KAUFFMANN (1965, S. 650 f.) beschriebenen Kiesel-schiefer 1 km ost-südöstlich Kardamila vermitteln altersmäßig zwischen den bei Fundpunkt 402/1 und den bei Fundpunkt 329/1 im Gebiet von Viki aufgeschlossenen Schichten. Wenn man die Resultate von KAUFFMANN und ROTH mit in die Betrachtung einbezieht, ergibt sich für das Silur von Nord-Chios das Bild eines ruhigen, allmählich verflachenden Sedimentationsbeckens, in dem sich während des gesamten Llandovery zwar noch monotone Kiesel- und Alaunschiefer ablagerten, das aber im Wenlock zunehmend klastische Schüttungen aufnahm. In Nordost- und West-Chios führte die fortschreitende Verflachung zu ersten Kalkabscheidungen (Wenlock), die dann schließlich in den Riffbildungen der obersilurischen (? unterdevonischen) Flachsee (Kalk von Agrelopos) kulminierte.

Zum tiefen Silur des Bosporus-Gebietes - es besteht nach HAAS (1964) in seinen unteren Partien (Ayazma-, Köyler- und teilweise Tavsan Tepe Schichten) aus Grauwacken, Arkosen, Schieferen und Rotschiefern, die etwa ab Wende Llandovery/Wenlock durch Kalke und Mergel (Aquiran Serie) abgelöst werden - ergeben sich keine Parallelen. Dagegen könnten die Ludlow-Karbonate der Pelitli- und vielleicht auch der Kirechane Schichten (HAAS, 1964) ein stärker

differenziertes Äquivalent des Kalkes von Agrelopos darstellen.

Auch zu den nach DESIO (berichtet von RENZ 1955) oberordovizischen Sedimenten der Insel Kos lassen sich keine Beziehungen herstellen.

Vage Verbindungen deuten sich dagegen in östlicher Richtung an: aus dem Antitaurus beschrieb H. FLUGEL (1964) südlich Pinarbaşı bei Feke eine Graptolithen-Fauna der Zone 22 aus plattig brechenden, schwarzen Kiesel-schiefern, die von einem Orthocerenkalk, der ebenfalls noch im Silur stehen soll, überlagert werden. Mit diesen Kiesel-schiefern ungefähr vergleichbar wären bei Viki die Schichten, aus denen Probe 329/1 stammt, allerdings weisen beide Faunen nur eine gemeinsame Art Monograptus nodifer (TÖRNQUIST) auf. Dem Orthoceren-Kalk könnte eine ähnliche stratigraphische Stellung zukommen wie den von KAUFFMANN (1967) angeführten Vorkommen in Nordost-Chios.

Zu den Silurvorkommen der Stara Planina und dem Kraište bestanden offenbar engere faunistische Beziehungen, denn die von ALLAHVERDJIEW (1908), BONČEV (1931) und HABERFELLNER (1929) erwähnten Graptolithen-Faunen weisen beim Vergleich mit dem nordchiotischen Material 4 - 7 gemeinsame Arten auf.

Von YALÇINLAR (1957) südlich Bilecik (zwischen Bursa und Eskişehir) beschriebene graue Schiefer mit Einlagerungen von umkristallisierten Kalken erlauben aufgrund der nicht näher bestimmten Monograpten keine weitergehenden Vergleiche.

UNTER-DEVON (vgl. Abb. 8):

Fossilbelegtes Unter-Devon ist im Kartiergebiet auf wenige relativ weit voneinander entfernte Stellen beschränkt:

Im Gebiete von Agrelas (östlich Keramos), 150 m nördlich der in letzter Zeit wieder betriebenen Abbaue auf PbS/ZnS-Erze, liegt unter dem massigen Kalk von Agrelopos, mit

schwacher Diskordanz, die vermutlich von leicht disharmonischen Bewegungen herrührt, eine ca. 10 m umfassende Serie schiefriger Sandsteine und Grauwacken mit etwa 0,5 - 1 m mächtigen Einschaltungen eines dm-gebankten, dunklen Kalkes. Diese geht zum Liegenden in Grauwacken über. In den unteren Partien des Kalkes sind Rollstücke der Codiacee *Litanaia anirica* MASLOV angereichert (Probe 48/3). MASLOV beschrieb sie nebst der etwas zierlicheren Art *Litanaia mira* aus den Krekovsker Kalken der Gegend von Gurevsk, dem Unter-Devon (Gedinne) des Kusnez-Beckens.

Weitere Arten der Gattung *Litanaia* wurden von JOHNSON (1964) aus dem Unter-Devon der Newbrign-Formation in New South Wales (*L. robusta*, *L. cracens*) und von PALLA (1967) aus grauen detritischen Kalken des Mittelteils der "Hercynella Zone" (Unter-Ems) der Karnischen Alpen beschrieben (*L. maslovi*).

Der zweite Fundpunkt unterdevonischer Algen liegt am Osthang des Kiminas ca. 300 m über NN. Hier fanden sich in den am nördlichsten gelegenen, zum Kalkzug von Agrelopos gehörenden Kalkvorkommen im Übergangsbereich des Riffkalkes zu den darunterliegenden Quarzitkonglomeraten (vgl. Abb. 9) Rollstücke von *Lancicula alta* MASLOV und *Litanaia anirica* MASLOV (Probe 464/1). Auf die stratigraphische Position von *Litanaia anirica* MASLOV wurde bereits hingewiesen. Codiaceen der Gattung *Lancicula* kennt man bisher nur aus dem Unter-Devon des Kuznez-Beckens (*Lancicula alta*) und der Newbrign Formation (*L. wolfi*), wo sie zusammen mit *Litanaia anirica* auftreten. Die stratigraphischen Probleme, die sich aus den genannten Algen-Funden ergeben, wurden bereits diskutiert (S. 18 f.).

430 m südwestlich des aufgelassenen Stollens von Selatha (1 km südsüdwestlich Chalandra und 1,3 km nordwestlich Potamia) steht in 555 m über NN ein Klotz von mittel- bis dunkelgrauem, geschichtetem, stark sandigem Kalk an, der kontinuierliche Übergänge zu Sandsteinen zeigt.

Innerhalb der 10 m langen und etwa 2 m mächtigen Rippe,

die ca. 015° streicht und sich morphologisch aus den umgebenden Sandsteinen und Grauwacken etwas heraushebt, lassen sich dezimetergroße Fließ-Strukturen beobachten.

Die aus einer reineren Kalkpartie gewonnene Conodonten-Fauna (Probe 212/1, Bestätigung durch Prof. Dr. WALLISER/Göttingen) setzt sich zusammen aus:

Hindeodella sp.

Icriodus sp.

Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL 1933)

Plectospathodus extensus RHODES 1953

Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE 1879

Spathognathodus inclinatus (RHODES 1953)

Spathognathodus steinhornensis cf. *remscheiden-*
sis ZIEGLER 1960.

Dadurch wird die Fundschicht als Unter-Ems datiert.

Ein weiterer Aufschluß unterdevonischer Gesteine befindet sich in der Gegend von Spartountianou (s. Lokaltäten-Skizze, Abb. 8) am Süd-Abhang des Koklia, nordöstlich des Ortes Fyta.

Hier stecken, ca. 800 m über NN, zwei etwa kopfgroße Linsen eines dunkelgrauen, unreinen Kalkes etwa 1,5 m voneinander entfernt in olivgrünen, stark durchbewegten Schieferen und Sandsteinen. Infolge der Wechselwirkungen von Kalken und umgebendem Material bei der tektonischen Beanspruchung erhielt die tiefergelegene der beiden Linsen eine "Gleithaut" aus grünem festen Material, dessen Zusammensetzung nicht näher untersucht wurde.

Aus der höhergelegenen Linse wurden folgende Mikrofossilien gewonnen (Probe 87/1, Bestimmung Prof. WALLISER):

Conodonten:

Neoprioniodus aff. *bicurvatus* (BRANSON & MEHL 1933)

Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER 1956

Plectospathodus extensus RHODES 1953

Polygnathus linguiformis linguiformis 1879

Spathognathodus steinhornensis ZIEGLER 1956.

Ostracoden (silifiziert, Bestimmung Frl. Dipl.-Geol.

H. GROOS/Göttingen):

<i>Amphissitidae</i>	häufig
<i>Bairdia</i>	selten (1)
<i>Bairdiocypris</i>	selten (2)
<i>Beyrichiidae</i>	
<i>Hollinidae</i>	selten
<i>Tricornidae</i>	(3)

Aufgrund der Conodontenfauna ergab sich für die Kalklinse eine stratigraphische Position von Unter-Ems. Die Ostracoden erlauben nach H. GROOS keine zeitliche Einstufung.

Ein etwa 1 m³ umfassender Block desselben Gesteins wurde durch die Erosion aus seiner Schieferhülle herauspräpariert und liegt ca. 5 m nordwestlich der letztgenannten Fundpunkte, fast auf gleicher Höhe. Seine Fossilführung (Conodonten der Probe 87/2) spricht ebenfalls für eine Einstufung in das Unter-Ems (Bestimmung Prof. WALLISER):

Hindeodella priscilla STAUFFER 1938
Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON & MEHL 1933)
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)
Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER 1956
Ozarkodina aff. media WALLISER 1957
Plectospathodus extensus RHODES 1953
Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE 1879
Spathognathodus aff. primus (BRANSON & MEHL 1933).

BEZIEHUNGEN:

Die bisherigen Ergebnisse rechtfertigen noch keine Rückschlüsse auf die Mächtigkeitsverhältnisse des Unter-Devon oder paläogeographische Deutungen. Es scheint lediglich als ob im Unter-Devon gröbere Schüttungen häufiger würden. Darin könnte man dann auch einen Grund für die Seltenheit paläontologisch belegter unter-devonischer Sedimente sehen.

MITTEL-DEVON:

Mittel-devonische Schichten konnten auf Chios bisher nicht nachgewiesen werden. Vermutlich beruht das auf denselben Gründen wie die Seltenheit sicheren Unter-Devons. Tektonische Unterdrückung ist sehr unwahrscheinlich. Bei der intensiven Faltung und Verschuppung müßte etwa vorhandenes Mittel-Devon irgendwo an der heutigen Oberfläche erscheinen. Die Vertretung durch fossilarme Grauwacken erscheint auch hier als brauchbare Alternative.

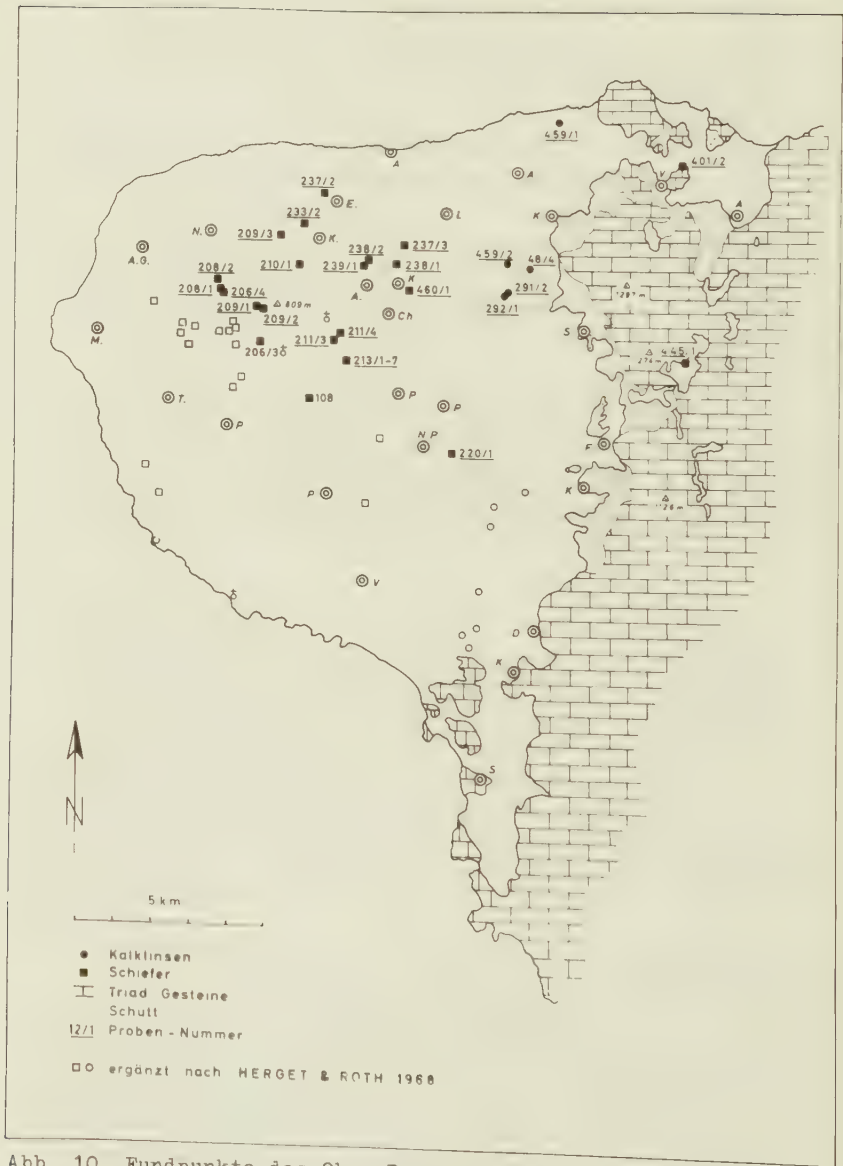


Abb. 10 Fundpunkte des Ober-Devon.

OBER-DEVON:

Abb. 10 vermittelt einen Eindruck von der Verbreitung oberdevonischer Sedimente in Nord-Chios. Es handelt sich auch in diesem Falle - das kleine Profil am Fournopetra ausgenommen - nur um einzelne Fundpunkte.

Aufgrund des lithologischen Charakters der jeweiligen Fundschichten läßt sich zwar eine grobe Differenzierung in zwei Faziesbereiche durchführen, aber die engeren Beziehungen zum Nebengestein bleiben weitgehend unklar und somit entfallen genauere Angaben, z.B. über die Änderung der Sedimentationsverhältnisse mit fortschreitender Zeit oder die Mächtigkeit einzelner Stufen.

Exakte Meter-Angaben, wie sie sich bei KTENAS und HÖLL für die paläozoische Sedimentfolge finden, sind nach dem gegenwärtigen Stand der Untersuchungen absurd.

Im Arbeitsgebiet ließ sich das gesamte Ober-Devon (I - VI) fast lückenlos nachweisen, doch soll die Aufzählung sämtlicher Fundpunkte vermieden und die Beschreibung auf einige, nach Lithologie und Fossilinhalt typische, Aufschlüsse beschränkt werden.

Nähere Angaben zu den übrigen nicht speziell erwähnten Vorkommen können aus Abb. 10 und Tabelle I entnommen werden.

Grauwacken und Schiefer-Fazies (s. Abb. 12):

Die bisher am tiefsten einzustufenden Schichten des Ober-Devon wurden im westlichen Straßeneinschnitt der Straße Afrodisia - Egrigoros, 830 m nördlich des Ortes Afrodisia, 420 m über NN, festgestellt.

Schlecht spaltende, von hellbraun bis olivgrün variierende, Schiefer (Probe 238/2), die unmittelbar neben dunklen Kieselchiefern anstehen, lieferten eine kleine Conodontenfauna mit den Leitformen *Palmatolepis cf. punctata* HINDE und *Palmatolepis proversa* ZIEGLER, welche für die Fundschichten ein Alter von Ober-Devon

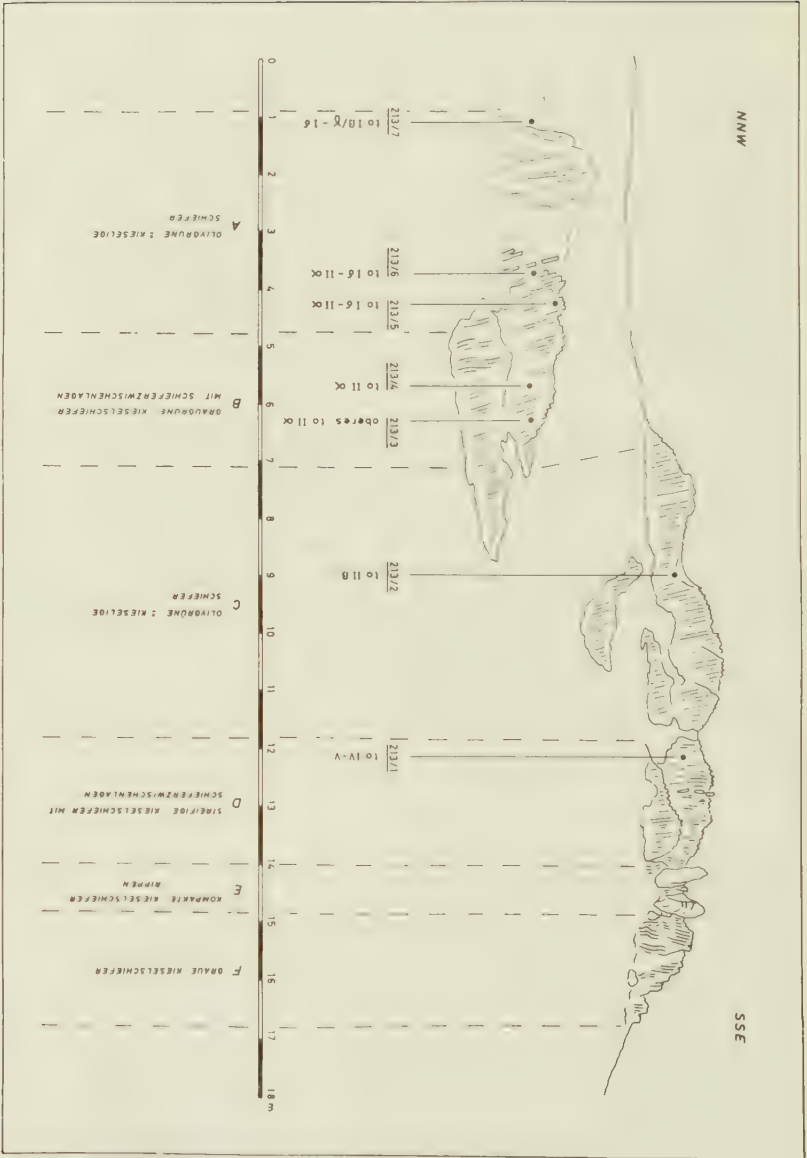


Abb. 11 Profil des Ober-Devon am "Fournopetra" NW' Potamia mit Lage der Probenpunkte 213/1-7.

I α - I (B) γ dokumentieren.

Ebenfalls im to I (B) γ setzt einige Kilometer weiter südlich ein kleines Profil in oberdevonischen Gesteinen ein, welche auf dem Höhenrücken 1,7 km WNW' des Ortes Potamia und 1,5 km südlich des Dorfes Chalandra, an der Lokalität "Fournopetra", 785 m über NN, aufgeschlossen sind (vgl. Abb. 11)

Profilbeschreibung (vom Jüngeren zum Älteren):

(F) ca. 2 m hellgrau bis hellbraun anwitternde, im frischen Bruch graue Kiesel-schiefer mit 2 - 3 cm Bankstärke.

(E) ca. 1 m kompakte z.T. streifige oder mit hellem Quarz durchtrümmerte Lydit-Rippen.

Diese Schichtglieder lieferten keine Fossilien.

(D) ca. 2 m hellgrau oder hellbraun anwitternde, streifige Kiesel-schiefer mit Bankstärken von 3 - 5 cm und Zwischenlagen olivgrüner Schiefer, die maximal 3 cm mächtig werden.

Conodonten (Probe 213/1):

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis helmsi ZIEGLER 1962

Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926

Polygnathus styriaca ZIEGLER 1957.

Datierung: to IV - to V (styriaca - Zone).

(C) ca. 5 m olivgrüne, gut spaltende, mehr oder weniger kieselige Schiefer.

Conodonten (Probe 213/2):

Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER 1962

Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea ZIEGLER 1962

Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER 1960.

Datierung: to II B.

(B) ca. 2 m hellgrau oder bräunlich anwitternde, grau-grüne bis olivgrüne Kiesel-schiefer mit weni-

ger kieseligen Schieferlagen zwischen den
cm-starken Bänken.

Conodonten (Probe 213/3):

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis perlobata cf. *perlobata* ULRICH &
BASSLER 1926
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
Palmatolepis cf. *regularis* COOPER 1931
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL 1934.

Datierung: oberstes to II B.

Probe 213/4:

Palmatolepis crepida crepida SANNEMANN 1955
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
1926
Palmatolepis cf. *regularis* COOPER 1931
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1955.

Datierung: to II α .

(A) ca. 4 m olivgrüne, plattige, mehr oder weniger kiese-
lige Schiefer.

Conodonten (Probe 213/5):

Palmatolepis delicatula clarki ZIEGLER 1962
Palmatolepis cf. *regularis* COOPER 1931
Palmatolepis triangularis SANNEMANN 1955.

Datierung: to I δ - to II α .

Probe 213/6:

Palmatolepis triangularis SANNEMANN 1955.

Datierung: to I δ - to II α .

Probe 213/7:

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947.

Datierung: to I (B) γ - to I δ .

Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden begrenzen
Grauwacken das Profil; der Hangendkontakt erscheint ge-
stört.

Die to III-Stufe wurde im Fournopetra-Profil nicht be-
legt, deshalb sei zu deren Nachweis eine Conodonten-Fauna
(Probe 460/1) angeführt, welche östlich Keramos am Stol-
lenmundloch einer von den Dorfbewohnern mit "Xingremos"
bezeichneten Lokalität, 160 m über NN, gewonnen wurde.

Sie stammte aus hellen Tonschiefer-Zwischenlagen in braun anwitternden grauen Kiesel-schiefern, die hier mit 30° nach Osten einfallen und enthält folgende Leitformen:

- Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER 1962
- Palmatolepis perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis rugosa* cf. *ampla* MÜLLER 1956
- Palmatolepis rugosa grossi* ZIEGLER 1960.

Daraus ergibt sich eine Einstufung der Fundschichten in das Ober-Devon III α. Sedimente des to III β konnten im Arbeitsgebiet nicht festgestellt werden, sind aber im Paläozoikum von Nordwest-Chios nachgewiesen (HERGET & ROTH, 1968, S. 20).

Grauwacken und Kalklinsen - Fazies (s. Abb. 12):

In Nord-Chios wurden während des Ober-Devons vorwiegend klastische Sedimente, zeitweilig aber auch Kalklinsen abgelagert. Diese finden sich in einer, dem heutigen Verbreitungsgebiet des Agrelopos-Kalkes etwa parallel laufenden, nicht scharf zu begrenzenden Zone. Sie führen in Nord-Chios spärlich, im südlich anschließenden, durch ROTH bearbeiteten Gebiet (Nordwest-Chios) häufiger Cephalopoden.

Gefestigt wird diese Annahme durch die stratigraphische Einordnung der Kalkvorkommen aufgrund ihrer Fossilführung: An dem von Kambia in südlicher Richtung über Agrelia nach Kerasamos führenden Pfad steht 1,5 km südsüdwestlich Kambia, am Südost-Hang des Kephala, 380 m über NN, knapp unterhalb des Weges, eine kleine Linse von hellem bis bräunlichem Kalk, umgeben von grünbraunen Schiefern, an (Probe 48/4).

Ihre Sedimentation fiel in die Zeit des Ober-Devon I δ - to II α, wie die daraus gewonnene Conodontenfauna beweist:

- Icriodus alternatus* BRANSON & MEHL 1934
- Icriodus symmetricus* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis delicatula clarki* ZIEGLER 1962
- Palmatolepis delicatula delicatula* BRANSON & MEHL (1934)

Palmatolepis quadrantinodossalobata SANNEMANN 1955
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1955
Palmatolepis triangularis SANNEMANN 1955.

In einem stark zertalten Grauwacken-Gebiet ist 900 m süd-östlich der PbS/ZnS-Erzabbaue des Agrelia und 1,3 km süd-südwestlich des höchsten Punktes der Kephala-Hügel (HP. 541 m), ca. 50 m südsüdwestlich einer größeren, nach Süden divergierenden Bachgabelung, auf 300 m über NN, eine geringmächtige Linse von rötlich-braunem, stark ver-spatetem Kalk aufgeschlossen, der auch Cephalopoden-Quer-schnitte aufweist.

Anhand der nachstehend angeführten Conodonten (Probe 292/1) wird das Vorkommen in das untere Ober-Devon IV eingestuft:

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Polygnathus styriaca ZIEGLER 1957
Scaphignathus velifera ZIEGLER 1959
Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934).

Etwa 600 m südöstlich der Mündung des Kambia-Tales fand sich in Grauwacken der Gegend von Manastiriaka, wenige Meter unterhalb eines Tuffhorizontes, 80 m über NN, eine kleine helle Kalklinse (mit einem Cephalopodenanschnitt). Nach der daraus erhaltenen Conodontenfauna (Probe 459/1) zu schließen, erfolgte ihre Ablagerung an der Wende von Ober-Devon IV/V, denn sie enthält folgende Arten:

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1926
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis rugosa postera ZIEGLER 1960
Polygnathus communis BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus styriaca ZIEGLER 1957
Spathognathodus cf. inornatus (BRANSON & MEHL 1934)
Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934).

Die jüngste oberdevonische Fauna (Probe 459/2) stammt aus einer hellbraunen geschichteten Kalklinse, welche am Westhang des Kephala, 600 m südwestlich des Gipfelpunktes (Hp. 541 m), 310 m über NN in Grauwacken entdeckt wurde.

An Leitformen ließen sich bestimmen:



Abb. 12 Fazieskarte des Ober-Devon.

Doliognathus sp. (non: lata)
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis gracilis sigmoidalis ZIEGLER 1962
Polygnathus communis BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus vogesi ZIEGLER 1962
Pseudopolygnathus marburgensis BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934).

Damit liegt die Fundschicht stratigraphisch in dem Bereich von Ober-Devon V/VI.

ENTWICKLUNG UND PALÄOGEOGRAPHIE:

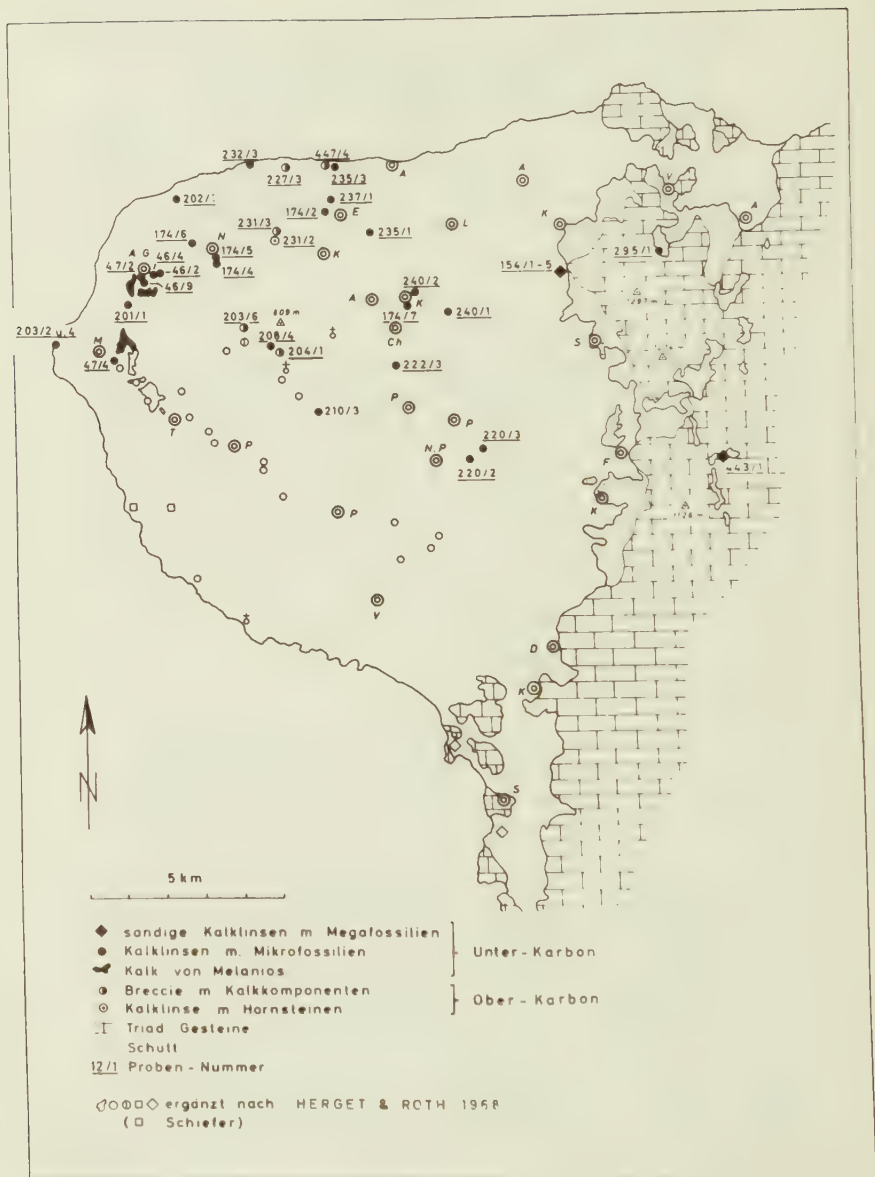
Bei der großen Bedeutung der Conodonten führenden Schiefer für die Stratigraphie ist man versucht, ihren Anteil am gesamten Schichtstoß des Ober-Devons zu überschätzen. Tatsächlich werden sie immer wieder von Grauwacken unterbrochen, deren ursprüngliche Mächtigkeiten nicht faßbar sind. Immerhin scheint im Ober-Devon II die Schieferfazies weiter ausgegriffen zu haben als im übrigen Ober-Devon, während das Ober-Devon III eine Zeit vorwiegend grobklastischer Sedimentation war.

Die Verteilung der Kieselschiefer läßt keine zeitliche Beschränkung erkennen.

Das Profil am Fournopetra aus Ton und Kieselschiefern dürfte dann allerdings in einem Sedimentationsbereich mit länger anhaltender Vorherrschaft von Fein-Klastika entstanden sein, was jedoch besser belegt werden müßte.

Aus der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung sowie der räumlichen und zeitlichen Verbreitung der datierten Vorkommen könnte man für die Zeit des Ober-Devon die Existenz einer ganz flachen untermeerischen Bodenerhebung folgern, welche das nord- und nordwestchiotische Sedimentationsbecken ungefähr in Nord/Süd-Richtung durchzog (s. Abb. 12). Auf dieser kam es an begünstigten Stellen bereits zur Kalk-Abscheidung, während im übrigen Bereich (im Westen und Osten) ausschließlich Klastika sedimentiert wurden.

Eigenartigerweise fällt dieser, während des Ober-Devon möglicherweise vorhandene, schwellenartige Bereich mit



dem Verbreitungsgebiet des obersilurisch bis ?unterdevonischen Riffkalkes von Agrelapos zusammen.

Mit den vereinzelt, von KAUFFMANN (1965: 657) erwähnten Vorkommen in Nordost-Chios zeigt das Ober-Devon des Arbeitsgebietes weitgehende fazielle und faunistische Übereinstimmung ebenso wie mit denjenigen des südlich anschließenden, von ROTH (1968) bearbeiteten Gebietes (HERGET & ROTH, 1968, S. 18 ff.).

Ein sinnvoller Vergleich mit den von PAECKELMANN (1939: 362) und HÖLL (1966: 29 f.) dem Ordoviz, von KTENAS und KALAFATÇIOGLU aber dem Devon zugeordneten "Schichten von Denizgiren" auf der östlich Chios gelegenen türkischen Halbinsel Karaburun ist wegen der noch ungenügenden Gliederung der kleinasiatischen Serie nicht möglich.

Die nächsten fossilmäßig gesicherten Vorkommen oberdevonischer Gesteine befinden sich im Bosporus-Gebiet.

Durch ABDÜSSELA MOGLU (1963) und HAAS (1964) wurden dort, in einer von der chiotischen Ausbildung abweichenden Knollenkalk-Fazies ("Nierenkalk" PAECKELMANNs, "Denizli Schichten" bei HAAS) Conodonten mit einer stratigraphischen Reichweite vom höchsten Eifelium bis ins to II nachgewiesen.

UNTER-KARBON:

Die Fossilfundpunkte des Unter-Karbon verteilen sich unregelmäßig über den gesamten paläozoischen Bereich des Arbeitsgebietes mit unerheblichen Häufungen in dessen nordwestlichen Teil (s. Abb. 13).

TOURNAI:

Ein klarer paläontologischer Nachweis der tieferen Bereiche des Unter-Karbon gelang bisher noch nicht. Lediglich die Conodontenfauna der Probe 295/1 (Fundpunkt 1,5 km südlich Viki und 5,5 km ost-südöstlich Kambia, 700 m über NN) könnte ins untere Tournai gehören. Sie stammt aus einer dunkelbraun umkrusteten, schwach kalkigen, sehr SiO₂-reichen Linse in grüngrauen, siltigen Tonschiefern

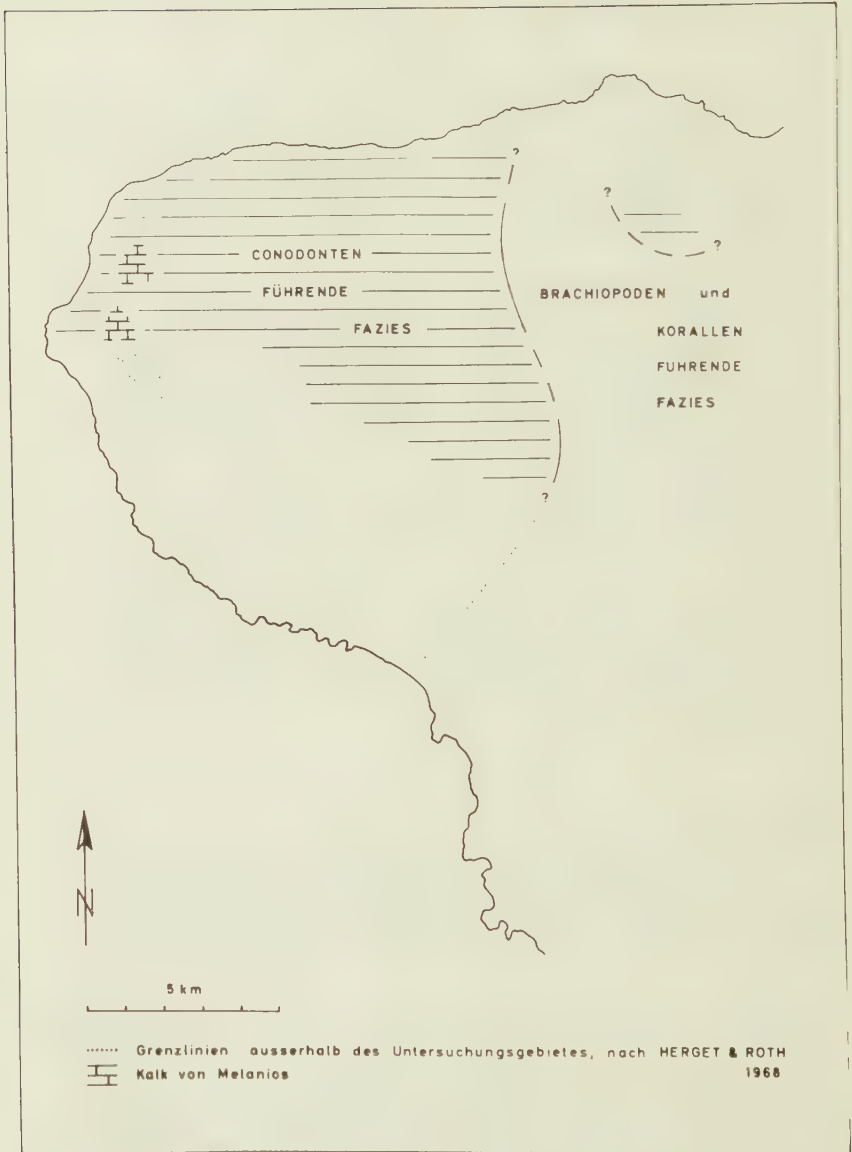


Abb. 14 Fazieskarte des Visé.

und enthält:

Hindeodella sp.

Palmatolepis sp.

Polygnathus cf. inornata BRANSON 1934 s.l.

Siphonodella obsoleta HASS 1959.

Davon weisen Siphonodella obsoleta und Polygnathus cf. inornatus auf größeres Alter hin, denn nach VOGES 1959 und MEISCHNER 1967 tritt Siphonodella obsoleta von der mittleren Zone des Pseudopolygnathus triangula inaequalis (oberes Unter-Karbon I) bis einschließlich der Zone des Scaliognathus anchoralis (etwa Unter-Karbon II (B) γ) auf und Polygnathus inornata durchläuft nach MEISCHNER 1967 einen stratigraphischen Bereich vom tiefsten Unter-Karbon I ebenfalls bis einschließlich der anchoralis-Zone.

Nach dem Auftreten von Palmatolepis sp. zusammen mit Karbon-Formen dürfte diese Vergesellschaftung aber eher durch Aufarbeitung verschieden alter Schichten zu erklären sein.

VISÉ:

Während des Visé war das Sedimentationsgebiet von Nord-Chios anscheinend wiederum in mehrere Fazies-Gebiete aufgeteilt, die allerdings nicht scharf gegeneinander begrenzt waren: Ein Areal im Westen wird durch den Kalkzug von Melanios charakterisiert. An dieses schließt sich ostwärts ein weiter Bereich an, für den Conodonten führende Kalklinsen kennzeichnend sind. Etwa von da ab, wo für das Ober-Devon der Verlauf einer mehr oder weniger Nord/Süd streichenden untermeerischen Schwelle angenommen wurde, setzt nach Osten hin eine Fazies mit Brachiopoden und Korallen ein.

Der Kalk von Melanios:

Neben der Ausbildung als geringmächtige Kalklinsen tritt das Visé im Westen des Arbeitsgebietes in bis 30 m mächtigen, meist massigen und nur gelegentlich gebankten Vorkommen von dunklen, kieseligen Kalken auf, die dem lithologisch sehr inhomogenen "Kalkzug von Melanios" (s. KTENAS

1921, HÖLL 1966, HERGET & ROTH 1968) angehören. Dieser streicht, bei Ag. Gala im Norden beginnend, an Melanios vorbei und über die Gebietsgrenze hinaus nach Süden bis zur Ortschaft Tripes.

Die Verformung der Gesteine dieses Zuges ist so intensiv, daß vor allem die geringmächtigeren Kalklinsen in einem Gemenge von dunklen Schiefern, grünen Kieselschiefern und Tuffit-Material "schwimmen".

Bei Schieferpartien, die zwischen größeren Kalkblöcken deformiert wurden, können bereits Metamorphose-Erscheinungen (Serizithäutchen, Runzelung) auftreten.

KTENAS 1921 nahm für den Kalkzug von Melanios ein devonisches oder prädevonisches Alter an, während HÖLL (1966, S. 16 ff.) ihn "vom höheren Ordovizium bis in das tiefste Gotlandium" einstufte. Tatsächlich liegt aber der Kalk im hohen Unter-Karbon, was durch folgende Leit-Conodonten der 250 m südlich Ag. Gala aus dunklen Kalken des Zuges, in 200 m über NN, entnommene Probe 46/9 belegt wird:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY 1926)
Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL 1941)
Gnathodus commutatus nodosus BISCHOFF 1957
Gnathodus texanus ROUNDY 1926.

Die Conodonten der Probe 47/2 (aus grauen massigen Kalken mit Crinoiden-Resten, 30 m südlich des Ostrandes von Ag. Gala) sowie auch diejenigen der Probe 47/4 (aus dunklen, massigen Kalken 500 m südöstlich Melanios, 180 m über NN) sprechen ebenfalls für ein unterkarbonisches Alter der Kalke des Melanios-Zuges. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt ROTH (HERGET & ROTH 1968) in dem südlich anschließenden Teil.

Der Bereich der Conodonten führenden Kalk-Linsen:

Fast alle Conodonten-Faunen entstammen dunklen, feingeschichteten, teils sandigen, manchmal leicht bituminösen Kalken, für die lagenweise eingestreute, calcitgefüllte Sphären mit einem Durchmesser von 0,2 - 1,0 mm typisch sind. Diese Kalke liegen hauptsächlich als Linsen, vereinzelt aber auch als geringmächtige Bänken mit stark sandigen Schiefererzwischenlagen, in Grauwacken eingeschaltet, vor. Meist treten in ihrer Nähe Kieselschiefer auf,

die sich lithologisch von denen anderer Formationen nicht unterscheiden.

Einige dieser Kalke waren bereits KTENAS bekannt, doch fehlten ihm die Möglichkeiten sie stratigraphisch zu nutzen. Von der Gesamtzahl der Fundpunkte sollen - ähnlich dem Ober-Devon - nur wenige stratigraphisch und faunistisch repräsentative Vorkommen betrachtet werden; ergänzende Hinweise sind aus Abb. 13 und Tabelle II zu entnehmen.

Den zeitlichen Anschluß an das Tournai stellt die Fauna der Probe 174/6 mit einer stratigraphischen Reichweite von Unter-Karbon II (B) γ - δ her, was folgende Conodonten beweisen:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY 1926)
Gnathodus commutatus commutatus BISCHOFF 1957
Gnathodus commutatus homopunctatus ZIEGLER 1960
Gnathodus semiglaber (BISCHOFF 1957)
Gnathodus texanus ROUNDY 1926
Siphonodella obsoleta HASS 1959.

Sie wurde aus einer unreinen Kalklinse gewonnen, die inmitten brauner Kieseliefer, 700 m nordwestlich Nenitouria und 1,4 km nordöstlich Ag. Gala, 270 m über NN, im Straßenanschnitt aufgeschlossen ist.

300 m südlich des aufgelassenen Antimonit-Stollens von "Selatha" wurde, 570 m über NN, eine kleine, von Grauwacken umgebene, dunkle Kalklinse (Probe 222/3) in der Nähe von Kieseliefen festgestellt.

Sie enthält:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY 1926)
Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL 1941)
Gnathodus delicatus BRANSON & MEHL 1938
Gnathodus semiglaber (BISCHOFF 1957)

Demnach liegt das Vorkommen altersmäßig im Unter-Karbon II δ und folgt stratigraphisch im Hangenden der Schichten der vorhergehenden Lokalität.

Etwas jünger erscheint die Fauna einer dunklen Kalklinse (Probe 174/5), die, in olivgrüne Schiefer gehüllt, 100 m südöstlich der Kirche von Nenitouria, 300 m über NN an der Straße anstand (Vorkommen abgebaut!). Sie repräsentiert nach ihrer artlichen Zusammensetzung einen Zeitschnitt von cu II δ - cu III α mit:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY 1926)
Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL 1941)
Gnathodus cf. semiglaber (BISCHOFF 1957)

Die Brachiopoden und Korallen führenden Kalk-Linsen:

Ihre Vereinigung zu einem Fazies-Bereich im Ost-Teil des Arbeitsgebietes erscheint begründet, wenn man das von KAUFFMANN (1968) nördlich Nagos beschriebene Visé-Vorkommen und die bei HERGET & ROTH 1968, S. 22 und Abb. 5 angeführten Karbon-Fundpunkte mit in die Betrachtung einbezieht. Der nördlichere der beiden befindet sich nahe der Ost-Grenze des Grauwackengebiets i.e.S.

Etwa 500 m von der alten Windmühle an der Straße Kambia-Spartounta nach Osten hangaufwärts, bzw. 1,25 km südsüd-östlich des Dorfes Kambia, trifft man 580 m über NN auf eine wenige Meter mächtige Lage von gröberen Sandsteinen in olivgrünen Schiefern (vgl. Abb. 18). Darin eingeschaltet sind rasch auskeilende Schmitzen eines stark sandigen Kalkes (Probe 154/1-4) mit

Korallen: Siphonodendron pauciradiale
(McCOY) (Bestimmung Dr. GRÄF/Graz),
Productiden: Semiplanus sp. (Bestimmung
Dr. BRUNTON/London),
unbestimmbare Crinoiden und Gastropoden.

Die Gattung Semiplanus SARYCHEVA 1952 ist aus dem Visé des Moskauer Beckens bekannt. Durch Siphonodendron pauciradiale (McCOY) läßt sich die stratigraphische Position der Fundschichten als oberes Visé (Dibunophyllum-Zone) präzisieren.

Der zweite, südlichere Fundpunkt liegt innerhalb des Trias-Gebietes im Kern der Sattelstruktur von Amethounta/Strongilo, 1,5 km nordwestlich des Oros, nordwestlich Pitios.

Etwa auf halbem Wege von der Amethounta-Quelle (im Oberlauf eines insgesamt als Amethounta bezeichneten Talgebietes) zu dem Hirtenlager von Strongilo steht, umhüllt von olivgrünen Schiefern, ein wenige m³ umfassender Klotz von dm-gebanktem, bräunlich anwitterndem, oolithischem Kalk (Probe 443/1) an. Er führt ebenfalls

Korallen: Lithostrotion (Siphonodendron)
irreguläre PHILLIPS

Brachiopoden: Leptagonia ?
sowie nicht näher bestimmbare Crinoiden,
Foraminiferen und Gastropoden.

Die stratigraphische Stellung der fascelloiden Rugose Lithostrotion irregulare PHILLIPS bewertet SALEE, 1920, S. 148 folgendermaßen: "Lithostrotion irrregulare caracté-
rise, en Angleterre comme en Belgique et dans le Boulonais,
la zone dite à Dibunophyllum: zone à Productus giganteus."
Zur Einstufung in China gefundener Exemplare von Lithostro-
tion irregulare bemerkt YÜ, 1933, S. 27 u. S. 94.

"Horizon and Localities:

The specimen (Pl. XIX, figs. 2a-b) was collected from the
sandy limestone interbedded with sandstone and shale
(Viséen) at Lan-hua-ling (Loc. 1621a) near Wu-li-ping,
Chuan-hsien of Kwangsi province. Coll. V.K. Ting. The
other specimen (Pl. XX, figs. 3a-b) was obtained at
Shang-chai (Loc. T. 282), Pa-tai, Tu-shan-hsien in Kueichou
province by the same collector.

S. 27:

"The other forms Lithostrotion mccoynum var. mutungense
(Loc. 1621) Lithostrotion (Siphonodendron) irregulare
Phillips (Loc. 1621a) probabli also belong to the fauna
of the Yengtze series. At Chieh-shou, Hsin-an-hsien the
beds containing Pseudouralinia gigantea (Loc. 1619) and
Liphyphyllum? vesicotabulatum (Loc. 1618) are undoubt-
edly equivalent to the Tangpakou series."

YÜ parallellisiert in der Tabelle S. 28:

Shangssu Limestone	- Yuanophyllum-Zone	- D ₁ -Y
Fengnin- Chiuissu Series	- Thysanophyllum-Z.	-S
ian Tangpakou Series	- Pseudouralinia-Z.	-C
Kolaoho Limestone	- Cystophrentis-Z.	-Z

Nach einer Tabelle von VASSILJUK 1960 tritt Lithostrotion
irregulare PHILLIPS in den Unter-Karbon-Stufen C₁^VB und C₁^Vf
des Donez-Beckens auf. Leptagonia? spricht nach Ansicht
von Dr. STRUVE für Unterkarbon.

Somit kann auch dieses Kalkvorkommen in das Visé einge-
stuft werden.

PALÄOGEOGRAPHISCHE BEZIEHUNGEN:

Vergleichbares, fossilbelegtes Karbon erscheint, außer in Chios (vgl. BESENECKER et al. 1968), nach KALAFATÇIOĞLU auch auf der kleinasiatischen Halbinsel Karaburun und zwar auf der

1. Şifne Halbinsel - weiße kompakte, semikristalline Kalke,
2. zwischen Yelkentaş und Gerence - braune Kalke,
3. auf der Insel Kara Adasi - weiss. krist. Kalk, (fossilmäss. nicht belegt).

Stratigraphisch liegen diese Vorkommen nach KALAFATÇIOĞLU sämtlich im Bereich Ober-Visé-Namur. Der Kalk auf der Şifne H.I. wurde durch Foraminiferen datiert, führt aber außerdem noch Korallen und Bryozoen und steht zumindest faunistisch dem autochthonen Visé von Nord-Chios nahe, wenn auch die Fazies stärker kalkig entwickelt ist. Die altersmäßige Einstufung der Unter-Karbon-Kalke zwischen Yelkentaş und Gerence erfolgte zwar auch durch Foraminiferen, darunter aber Fusuliniden, die auf Chios nur in der allochthonen Einheit festgestellt wurden.

In Südwest-Anatolien beschrieb HIESSLEITNER (1954/55) bei Ak köprü am Dalman Çay, zwischen Muğla und Fethiye, aus einer Störungszone Schollen von dunklem, etwas bituminösem, stark verkieseltem Kalk, der neben der Bryozoe Fene-stella auch Lithostrotion irregulare PHILLIPS lieferte und daher ebenfalls Visé dokumentiert.

Große Ähnlichkeit mit dem chiotischen Unter-Karbon zeigt das Unter-Karbon des Bosporus-Gebietes. ("Thrazische Serie") Es beginnt nach ABDÜSSELAMOĞLU mit Kieselschiefern ("Yelken tepe Schichten" nach HAAS 1964), die eine Foraminiferen-Fauna des Visé geliefert haben. Darüber folgen nach HAAS Sandschiefer und Grauwacken mit Pflanzenhäcksel.

Bei Cebeciköy sollen nach YALÇINLAR 1951 (berichtet von HAAS 1964) Kalke mit Productus giganteus und Lithostrotion sp. vorkommen. Die Thrazische Serie reicht nach YALÇINLAR 1951, CHAPUT & YALÇINLAR in PAMIR 1960, BAYKAL & KAYA 1963 (berichtet von HAAS 1964) angeblich bis in



Abb. 15

Rutschungs-Breccie mit Komponenten aus Grauwacken und oberkarbonischen Kalken, Selino, 1,6 km nördlich Egrigoros.



Abb. 16

Gradierte Grauwacken-Bank im Hangenden der Rutschungs-Breccie (ausgewitterte dunkle Komponenten meist Kalke), Selino, 1,6 km nördlich Egrigoros.

das tiefere Westfal A.

OBER-KARBON:

Die Schilderung der Conodonten-Faunen und die stratigraphischen Angaben basieren auf MEISCHNER (1967).

Im Autochthon von Nord-Chios besitzen datierte oberkarbonische Sedimente nur eine relativ geringe Verbreitung (s. Abb. 13). Trotzdem muß bei diesen wenigen Vorkommen noch unterschieden werden zwischen in situ liegendem und resedimentiertem Material.

Kalke und Schiefer fanden sich nur an einer Stelle, 1,25 km WSW' des Ortes Kourounia, 1,6 km östlich Nenitouria, 380 m über NN. Es handelt sich um einen stark von Spatadern durchschwärmten dunklen Kalk mit Hornstein-Knauern, umgeben von olivgrünen Schiefern.

Der schichtige, im frischen Zustand leicht bituminöse Kalk (Probe 231/2) lieferte Conodonten, bei denen es sich nach Bestimmung von Herrn Dr. MEISCHNER um Exemplare von Gnathodus dioskuroi MEISCHNER handelt. Diese zeigen die morphologischen Charakteristika der in den Zonenbereichen von Reticuloceras reticulatum bis Gastrioceras cancellatum auftretenden Varietäten und datieren die Fundschichten als höheres Namur B bis einschließlich Namur C.

Alle übrigen Ober-Karbon-Vorkommen liegen als Breccien vor, wie sie z.B. in dem Gebiet etwa 1 km südwestlich und westlich des Amani-Gipfels oder in der Gegend zwischen Kourounia und der Nord-Küste anzutreffen sind.

In dem Aufschluß bei Selino, an der Küste NNW' Egrigoros, bestehen ihre Komponenten von oben nach unten in der Reihe abnehmender Häufigkeit angeordnet aus

- a) feinen Grauwacken
- b) groben braunen Grauwacken
- c) dunklen, eckigen Kalken.

Deren Durchmesser variiert stark, liegt aber im allgemeinen um 10 cm und überschreitet 0,5 m offenbar nicht. Die ca. 1 - 2 m mächtige Folge beginnt mit einer Rutungs-Breccie, die nach oben in ruhigere Sedimente

übergeht (vgl. Abb. 16 und 17). Dabei sind die psephitischen Komponenten in grobe Grauwacken eingelagert, in denen auch Fetzen und Fladen dunkler Schiefer schwimmen. Kartiertechnisch lassen sich die einzelnen Vorkommen nur anhand ihrer Kalkkomponenten feststellen, die, wenn sie bereits herausgelöst wurden, eine charakteristische Zellenstruktur hinterlassen und damit eine ungefähre Abgrenzung gegenüber den gleichaltrigen Grauwacken ermöglichen.

Aus solchen Kalkkomponenten konnten bei "Selino" (Probe 447/4) und im Gipfelbereich der Amani-Berge (Probe 204/1, s. Abb. 13) Conodonten gewonnen werden, die Dr. MEISCHNER/Göttingen folgendermaßen bewertet:

Lokalität "Selino", 1,5 km NNW' Egrigoros direkt an der Steilküste:

Paragnathodus nodosus (BISCHOFF 1957)

Paragnathodus commutatus commutatus (BISCHOFF 1957)

untypische jüngere Formen von *Gnathodus bilineatus*, die Übergänge zu *Gnathodus bilineatus schmidtii* zeigen.

Datierung: Tiefes Namur A, etwa zwischen den Zonen des *Eumorphoceras pseudobilingue* s. l. und *Eumorphoceras bisulcatum*.

Vorkommen im Amani-Gipfelbereich, 600 m NNW des aufgelassenen Klosters P. Pagousena, 780 m über NN:

Die Fauna besteht durchweg aus schmalen, schlanken Formen, die Ähnlichkeiten mit der Gruppe von *Gnathodus tricarinatus* aufweisen.

Datierung: Vermutlich jünger als Westfal A.

Neben Material des tiefen Namur wurden in den Breccien demzufolge noch Ablagerungen des jüngeren Ober-Karbons aufgearbeitet, was ein Fortdauern der Sedimentation bis etwa gegen Ende des Ober-Karbon - zumindest in Teilgebieten von Nord-Chios - bedeutet. Ein weiteres Vorkommen von Ober-Karbon im Autochthon beschreibt TIETZE (1967) aus Mittel-Chios.

VARISCISCHE DISKORDANZ

Mit Ausnahme von TELLER, der sich nicht zu diesem Thema

äußerte, sowie MARAVELAKIS, welcher eine konkordante Abfolge von paläozoischen und mesozoischen Gesteinen annahm, wurden von allen übrigen Autoren aus Nord-Chios Anzeichen variskischer Bewegungen gemeldet:

Erstmals wertete PHILIPPSON (1911, S. 61) Quarzkonglomerate an der Basis triadischer Kalke, die er nördlich des Eliasberges (Pelinaion) bei Viki muldenförmig in paläozoische Schiefer eingefaltet fand, als Beweis einer Diskordanz und Abtragsperiode zwischen Paläozoikum und Trias.

KTENAS (1921, S. 146) berichtete dagegen von einer Winkeldiskordanz der karbonischen Schichten (Westphalien) des Kambia-Tales mit den "älteren" Ablagerungen (Kalk von Agrelopos) und auch PAECKELMANN (1939, S. 369) meinte, eine zweite paläozoische Orogenese sei nach der Ablagerung des unterdevonischen Agrelopos-Kalkes und vor der Transgression des Ober-Karbon erfolgt.

Da die genauere Festlegung dieser voroberkarbonischen Faltungsphase nicht möglich war, die bretonische Faltung aber nach Meinung PAECKELMANNs in Nord-Anatolien die Hauptorogenese darstellte, übertrug er diese Verhältnisse auf den ägäischen Raum. Ob die mächtigen Quarz-Konglomerate (nach PAECKELMANNs Auffassung die Basis des Permokarbons) als Hinweise auf eine "jungkarbonische leichte Orogenese" (asturische Phase) gelten konnten oder epirogene Bewegungen anzeigten, ließ PAECKELMANN (1939, S. 369) unentschieden, fest stand für ihn jedoch die Transgression der Trias mit vorheriger variskischer Faltung der paläozoischen Schichten (PAECKELMANN 1939: 358, 370).

KTENAS und PAECKELMANN gingen von falschen stratigraphischen Voraussetzungen aus und zumindest PAECKELMANNs Folgerungen bezüglich der bretonischen Faltung müssen dahingehend korrigiert werden, daß im Kambia-Tal nicht Schichten des Westfal auf Agrelopos-Kalk transgredieren, sondern hoch oberdevonisch bis unterkarbonische Gesteine mit wahrscheinlich tektonischem Kontakt dem Kalk von Agrelopos auflagern.

Infolge der Parallelisierung allochthoner (KAUFFMANN 1967)

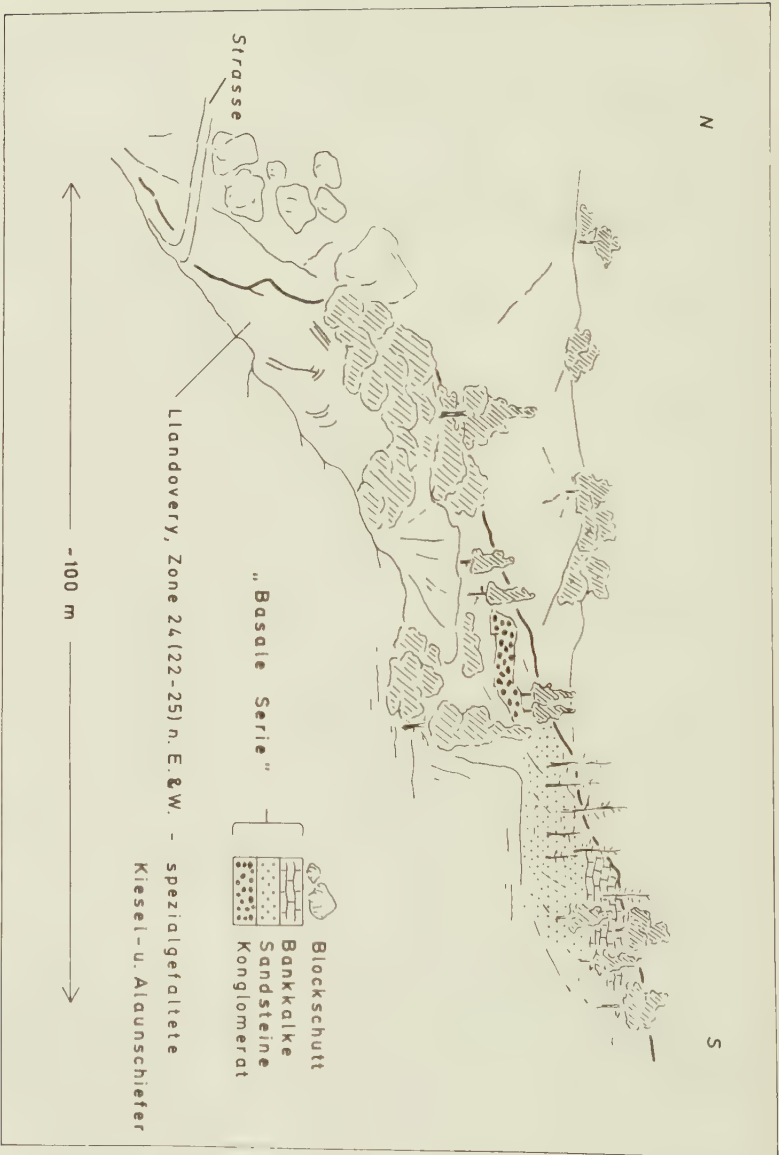


Abb. 17 Lagerungsverhältnisse von Silur und "Basaler Serie" NNE' Vikí.

Fusulinenkalke mit dunklen Bankkalcken der Basalen Serie wurde die Trias-Transgression von KTENAS und PAECKELMANN, trotz augenfälliger Konkordanz, zwischen diese und die im Hangenden folgenden tieftriadischen Massenkalken und -dolomite gelegt.

Schließlich machte HÖLL (1966, S. 22) auf Überprägungen des im allgemeinen nordöstlich streichenden Paläozoikums durch flachwellige Ost/West gerichtete Verbiegungen aufmerksam, die man, seiner Meinung nach, einer spätvariscischen Faltung zuordnen könnte.

In diesem Zusammenhang soll aber auf die ausgeprägten, nach BESENECKER et al. (1968) an der Wende Kreide/Tertiär oder im Alt-Tertiär entstandenen, Ost/West verlaufenden Strukturen in der Unterlage des Allochthons, südlich Amades hingewiesen werden.

Für den Nachweis variscischer Bewegungen scheinen dagegen folgende Befunde bedeutungsvoll:

Nördlich Viki transgredieren, an der auf S. 20 für Probe 329/1 beschriebenen Lokalität, Konglomerate der (permo-)triadischen Basalen Serie allem Anschein nach auf spezialgefalteten Kiesel-schiefern des tiefen Silur (Llandovery) - ein Kriterium, das KAUFFMANN für das Parautochthon in Nordost-Chios angibt - wobei der Kontaktbereich nicht ausreichend aufgeschlossen ist (Abb. 17).
Westlich des Pelinaion greifen oberhalb des Fundpunktes 154/1-4 (Lokalität s. S. 51) dieselben (permo-)triadischen Konglomerate transgressiv über Schichten des Visé (Dibunophyllum-Zone) hinweg. Auch hier reichen die Aufschlußverhältnisse im engeren Kontaktbereich nicht für eine absolut sichere Beurteilung aus, eine Winkel-diskordanz ist jedenfalls nicht zu erkennen (s. Abb. 18).

Aus diesen Beobachtungen folgt eine tektonische Deformation der paläozoischen Gesteine schon vor der Zeit der (permo-)triadischen Transgression, da die Konglomerate der Basalen Serie im Norden auf ältere, im Süden aber auf jüngere Schichten übergreifen.

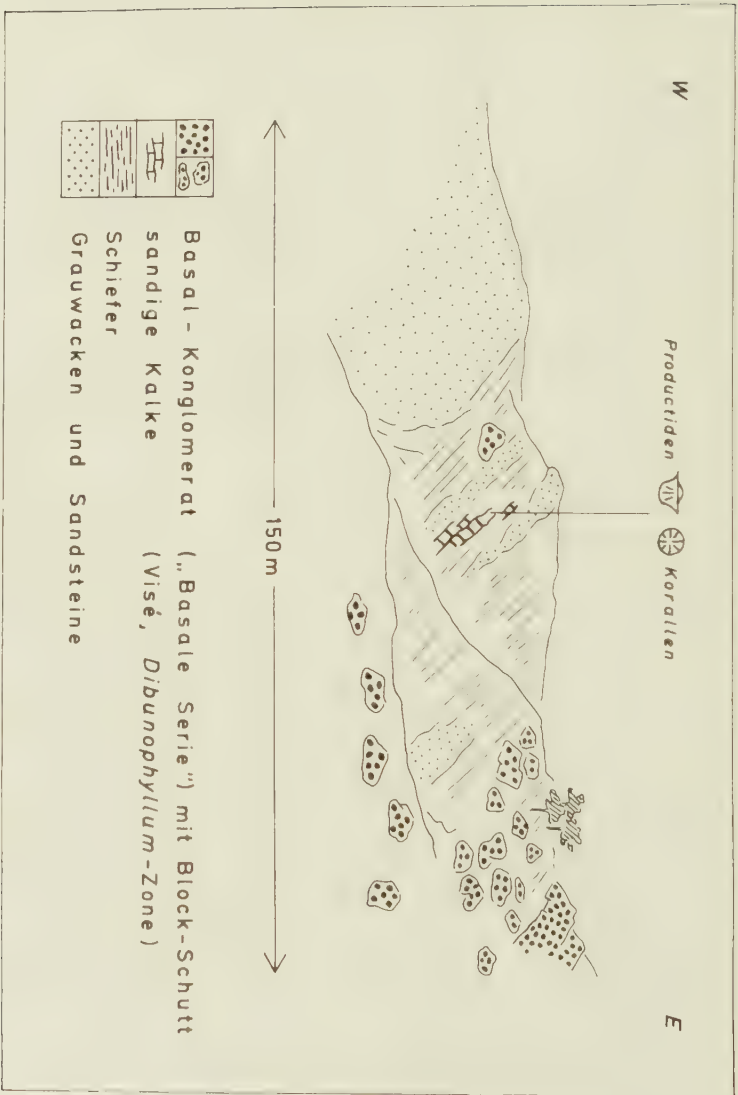


Abb. 18 Überlagerung des Visé durch "Basale Serie" SSE, Kambia.

Während nun bei der Transgression der Basalen Serie über Gesteine des Llandovery noch eine von Wenlock bis einschließlich Ober-Karbon klaffende Zeitlücke für die Einordnung der tektonischen Bewegungen zur Verfügung stand, wird durch ihr Übergreifen auf Schichten des Visé diese Möglichkeit bereits auf das Ober-Karbon beschränkt, d.h. die Faltung liegt in der variscischen Aera.

Nimmt man weiter an, daß ober-karbonische Sedimente, wie sie nördlich der Amani-Berge nachgewiesen sind, überall in Nord-Chios abgelagert wurden und berücksichtigt man, daß die Basale Serie lithologisch und stratigraphisch mehr zur Trias als zum Perm tendiert, so müßte die Faltung des Paläozoikums in einem Zeitraum von Ober-Westfal bis Perm einschließlich stattgefunden haben.

Es ist aber auch denkbar, daß infolge der beginnenden Wellung des Untergrundes nur noch in den tiefsten Bereichen des oberkarbonischen Sedimentationsbeckens abgelagert wurde; dann müßte die variscische Faltung etwa an der Wende Unter-Karbon/Ober-Karbon begonnen haben.

M e s o z o i k u m

Über dem variscisch gefalteten Paläozoikums transgrediert eine mächtige triadische Karbonat-Folge, deren Beginn vielleicht noch im Perm liegen könnte. Ihr Ende findet sie in Nord-Chios mit dem Ausgang des Ladin.

Die folgende Beschreibung dient der groben Veranschaulichung der lithologischen, stratigraphischen und faziellen Gegebenheiten während dieses Zeitraumes. Parallelisierungen mit den übrigen Gebieten der Insel finden sich bei BESENECKER et al. (1968). Für mikrofazielle Belange sei auf eine in den Anfängen stehende Arbeit von BESENECKER verwiesen.

(PERMO-)SKYTH - BASALE SERIE

BASALE KONGLOMERAT-GRUPPE:

Aus dieser Folge von Grobklastika bilden vor allem die

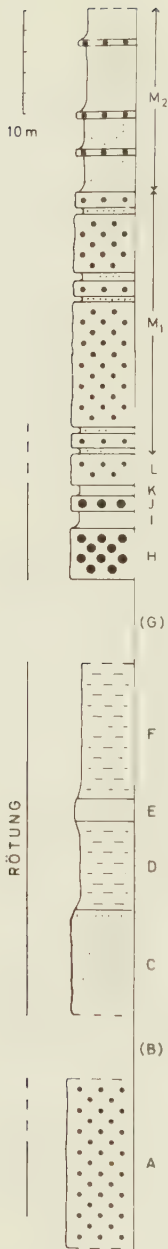


Abb. 19

Konglomerate morphologisch deutlich hervortretende Rippen, welche durch mechanische Verwitterung in gewaltige, scharfkantig umgrenzte Blöcke zersprengt werden (Nord-west-Hang des Pelinaion).

Optimale Aufschlüsse in diesen Schichten befinden sich südöstlich der Ortschaft Amades, im Osten des Tal-Kessels von Anavriades, wo folgendes, stark vereinfacht wiedergegebenes, Profil zu studieren ist:

Vom Liegenden zum Hangenden unterscheidet man (vgl.

Abb. 19):

A 16 m Konglomerate.

Die Komponenten bestehen vorwiegend aus hellem oder rot gemasertem Quarz, außerdem aus roten und schwarzen, vereinzelt auch grünen Kiesel-schiefern. Der Geröll-Durchmesser liegt im unteren Teil bei 1 - 2 cm, maximal 5 cm, im oberen Teil bei 0,5 - 1 cm, maximal 2 cm. Das Bindemittel ist rot und sandig.

(B) 6 m (Schutt)

C 10 m Sandstein.

Er ist rot und mürbe. In tieferen Lagen finden sich Einschaltungen von 2 - 3 cm mächtigen Quarzit-Bänken. Eine 3 m umfassende Wechselfolge roter und grau-grüner teils fleckiger Partien liegt im Mittel-Abschnitt.

D 8,5 m Siltstein.

Seine Farbe ist tiefrot bis braunrot, gelegentlich treten grüne Lagen oder Flecken auf.

E 2 m Feinsandstein.

Dieser ist rot gefärbt, leicht tonig und weist an der Basis eine 0,2 m mächtige Bank mit Fließ-Strukturen auf.

F 13 m Schluffstein.

Rot, scherbig verwitternd. In der Mitte ist ihm ein 2 m umfassender Bereich mit Wechsellagerung von hellen Bändchen mit rotem Material eingeschaltet, bis 10 cm große helle Flecken zeigt.

(G) 8 m (Schutt)

H 5 m Konglomerat.

Die Komponenten bestehen meist aus violettrottem Quarzit. Nebenbestandteile sind heller Quarz, schwarze streifige Kieseliefer, rote und helle Sandsteine und Gerölle eines feineren Konglomerates mit der Zusammensetzung von A. Der Durchmesser der Komponenten liegt bei 10 cm (Quarzite), das Bindemittel ist sandig und violettrot.

I 1,5 m Sandstein.

Die Farbe ist violettrot, die Körnung grob, vereinzelt treten noch Gerölle darin auf.

J 1,5 m Konglomerat.

mit denselben Bestandteilen wie H.

K 1 m Sandstein.

Er zeigt die gleiche Färbung und Ausbildung wie derjenige unter I.

L 3 m Konglomerat.

Die Komponenten bestehen überwiegend aus bunten, schlecht gerundeten Hornsteinen. Als weitere Bestandteile treten roter Quarzit und heller Quarz zu gleichen Teilen hinzu. Der Geröll-Durchmesser beträgt 3 cm, maximal 5 cm und das Bindemittel ist rot und sandig.

M 47 m Konglomerat - Sandsteinfolge.

Im unteren Teil herrschen die Konglomerate vor, denen nur einzelne Sandstein-Lagen zwischengeschaltet sind. Die Hauptmasse ihrer Gerölle wird von Milchquarz gebildet, daneben treten noch braune Quarzite und bunte, meist schwarze Hornsteine auf. Der Durchmesser der Komponenten liegt bei 3 - 5 cm. Das helle, sandige Bindemittel tritt stark zurück. Umgekehrte Verhältnisse sind für den höheren Teil der Folge kennzeichnend, in dem die Sandsteine überwiegen. Geröllhorizonte erscheinen nur noch vereinzelt.

Der Wechsel in der Zusammensetzung der Konglomerate von L nach M vollzog sich allmählich im untersten Teil von M. Gleichzeitig schwand die Rotfärbung und es ließ sich eine generelle Abnahme des

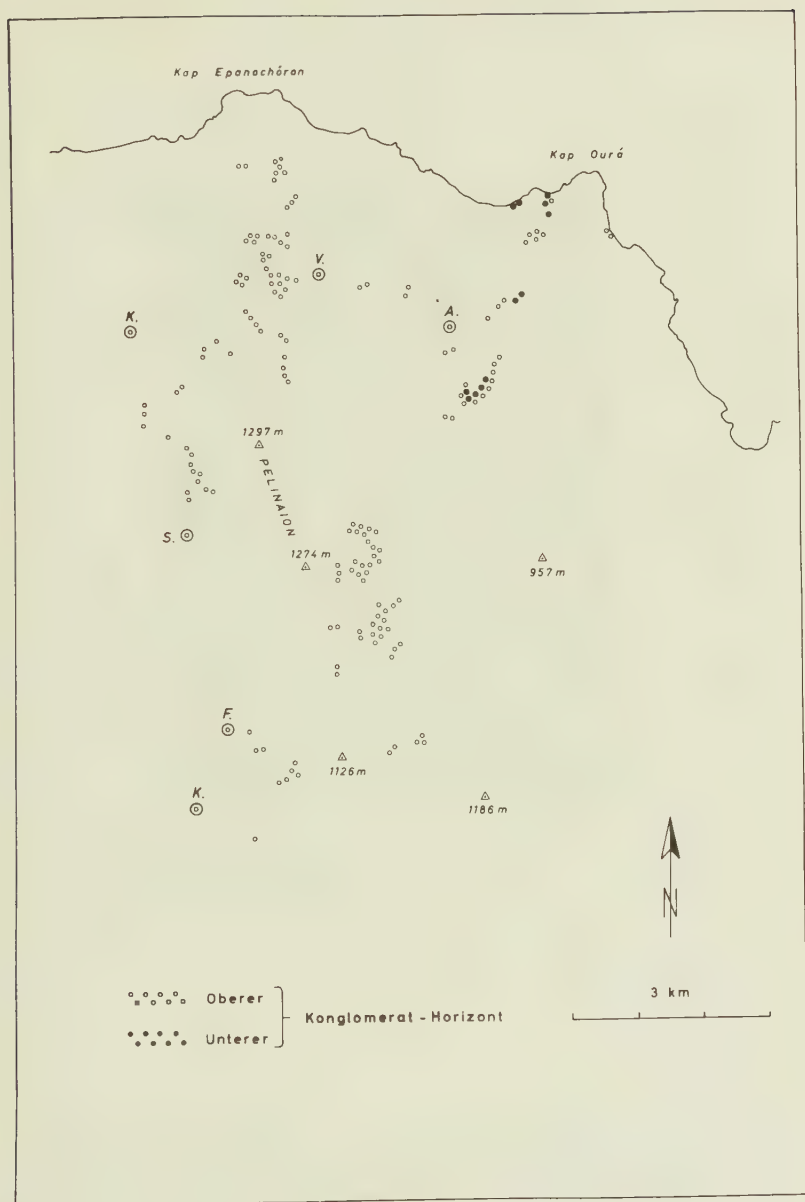


Abb. 20 Verbreitung der "Basalen Konglomerate" (Permo-Skyth).

Geröll-Durchmessers bzw. der Geröll-Führung überhaupt zum Hangenden hin feststellen.

Aus dem Profil wird ersichtlich, daß zumindest lokal zwei zeitlich getrennte Hauptschüttungen erfolgten, die eine Gliederung der Konglomeratfolge in einem unteren (A-F) und einen oberen (H-M) Komplex ermöglichen.

KAUFFMANN (1967, S. 57 ff.) gliedert diese Schichtgruppe in Nordost-Chios in vier Horizonte, was etwa einer Aufteilung des Anavriades-Profiles in die Abschnitte A, C - F, H - M (unterer Teil) und M (oberer Teil) entspräche. Da es sich hier offenbar um die Abfolge zweier Großzyklen handelt, dürfte die Unterteilung in zwei weiter gefaßte Komplexe ausreichen.

Die geringe Verbreitung des unteren Komplexes - er bleibt auf die Umgebung von Amades beschränkt - kann durch eine anfängliche Konglomeratschüttung in eine möglicherweise in diesem Gebiet vorhanden gewesene Spezial-Senke erklärt werden, die als Sediment-Falle diene. Erst nach deren Auffüllung breiteten sich die Konglomerate über größere Flächen aus; denn im übrigen Verbreitungsgebiet tritt ausschließlich der obere Komplex auf, dem aber im allgemeinen die extrem groben Komponenten im liegenden Teil fehlen - mit Ausnahme des Gebietes von Malangia (Passhöhe nord-östlich Fyta), wo einzelne Gerölle Durchmesser von 25 cm erreichen. Zum Hangenden bleiben die Geröll-Lagen allmählich aus, es finden sich nur noch dünnbankige, manchmal bunte Sandsteine (basale Sandsteine bei KAUFFMANN), die zur nächsthöheren Einheit, den Basalen Bankkalken, überleiten. Dieser Übergang ist besonders gut an der Westflanke des Pelinalon zu beobachten.

Fossilien wurden in dieser Folge nicht gefunden.

BASALE BANKKALKE

Unter dieser Bezeichnung wird eine Karbonat-Folge zusammengefaßt, die im gesamten Kartierbereich kontinuierlich aus der unterlagernden Gruppe der Basalen Konglomerate hervorgeht und zwischen der klastischen Fazies im



Abb. 21 Grabgänge (dunkel) in gelbgrauen Mergelkalken der "Basalen Serie", Kakavolaka, 1 km östlich des Koklia (Pelinaion).

Liegenden und der reinen Karbonat-Fazies der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite vermittelt. Dies kann, regional verschieden, auf zwei Arten geschehen.

1. Der lithologische Aufbau der Basalen Bankkalken um das Pelinaion:

a) Vereinzelte, geringmächtige, gelbbraun anwitternde Mergelkalkbänke, anfangs noch durch Mergel-Zwischenlagen getrennt, schließen sich auf wenigen Metern Vertikaldistanz zu einer kompakten, morphologisch kaum hervortretenden Folge dunkelgrauer Bank-Kalken mit nach oben zunehmender Bankdicke zusammen, die charakteristische Sprengel- und/oder wenige Millimeter messende Schlieren von gelbbraunem Dolomit aufweisen. Der anfangs noch beträchtliche Sandgehalt nimmt rasch ab. Sehr bezeichnend für dieses Niveau sind Gänge sedimentbewohnender Organismen, die wegen ihrer länglich-ovalen Anschnitte auf Schichtflächen von KTENAS, vermutlich unter dem Einfluß der TELLERSchen Berichte über Fusulinenkalken aus Nordost-Chios, irrtümlich (im Osten des Kambia-Tales) als Fusulinen angesprochen wurden.

Gelegentlich treten auch resedimentäre Breccien-Lagen auf. Wulstige Schicht-Flächen sind die Regel.

b) Etwa in der Mitte der Gesamtfolge schaltet sich ein mehrere Meter mächtiges Band heller bis rosa teils brecciöser Dolomite und Kalken ein, die Bankung im dm - Bereich zeigen.

c) Darüber folgen dezimeter- bis meterbankige graue oder rote (oft in Wechsellagerung), spärliche Kalken, Diskontinuitäten und Pseudoolithe.

Gleiche Ausbildung findet sich am Plakoto und Xylopidis (beides südsüdwestlich Amades), doch fehlt dort, aus tektonischen Gründen, jeweils der liegendste Teil der Schichtgruppe.

2. Die Ausbildung der Basalen Bankkalken im Amethounta-Gebiet

Hier liegt über einer relativ geringmächtigen Folge, die den untersten Partien der unter 1 a) beschriebenen

Schichten entspricht ebenfalls ein mehrere Meter umfassendes, meist massiges Dolomit-Band (1 b), dessen Mächtigkeit aber lokal so weit zunehmen kann, daß es zum Hangenden, unter Verdrängung der Bank-Kalke, direkt in Dolomite der folgenden Einheit der "Tieftriadischen Massenkalken und -dolomite" übergeht. Vielfach schalten sich aber zwischen beide Dolomite rote, teils pseudoolithische Bank-Kalke ein, die gelegentlich - z.B. südwestlich Lonaki fröhdiaogenetisch geflasert und breccisiert worden sind und wohl den unter 1c) beschriebenen Schichten entsprechen dürften. Sie liegen, als Linsen von 50 - 100 m Länge, in hellen Dolomiten.

Dieselben Verhältnisse können auch im Gebiet nordöstlich Amades bis zum Kap Oura und am Mesovouno beobachtet werden.

Die Mächtigkeiten der Basalen Serie zeigt Tafel I (Anhang). Maximale Werte mit etwa 200 m wurden am Westhang des nördlichen Pelinaion-Massivs gemessen, doch dürfte sie auch im Gebiet zwischen Plakoto und Kataracho recht mächtig sein, da hier die steilstehenden Basalen Bankkalken alleine bereits 100 m umfassen, wobei der untere Teil (Basale Konglomerate) tektonisch ausgemerzt ist.

Fossilinhalt und Datierung:

In den unteren sandig mergeligen Kalken des Übergangsbereiches von den Basalen Konglomeraten zu den Basalen Bankkalken sind, neben den bereits erwähnten Grabgängen, Steinkerne von Lamellibranchiaten und Gastropoden relativ häufig, wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes aber nicht bestimmbar. Von zahlreichen auf Mikrofossilien untersuchten Proben dieses Abschnittes ergab die 900 m südwestlich Viki und 2 km ENE' Kambia, nördlich der Gegend von Achladia, in 450 m über NN, entnommene Probe (5/3) einen zweifelhaften Altershinweis. Sie enthielt:

Spathognathodus divergens BENDER & STOPPEL 1965
und n. gen. n. sp.

Spathognathodus divergens wurde von BENDER & STOPPEL (1965) aus dem Zechstein I beschrieben. Inwieweit Übergänge zu der oberskythischen Form Spathognathodus cristagalli HUCKRIEDE möglich sind, ist nicht bekannt, doch dürfte wegen der bisher noch spärlichen Erforschung der Cono-

donten des Perm/Trias-Bereiches bei der stratigraphischen Einstufung Vorsicht geboten sein.

Auch Proben aus den höheren Teilen der Basalen Bankkalke (19/2, 19/4, 37/2, 79/1-2, 137/3, 257/2, 261/2) lieferten keine befriedigenden stratigraphischen Ergebnisse, da es sich bei den daraus gewonnenen Conodonten neben Durchläufern wie *Hindeodella triassica* und *Lonchodina mülleri* nur um Formen handelt, die bisher aus der Literatur nicht bekannt geworden sind. Lediglich an folgenden Lokalitäten ergaben sich Möglichkeiten für eine zeitliche Einstufung:

Am Gipfel des Plakoto, ENE der Kapelle Ag. Georgios, 1,8 km SSW Amades, 805 m über NN (Probe 134/2)

Grauer bis bräunlicher Bankkalk mit:

Spathognathodus triangularis BENDER und
Ammodiscus sp.

1 km ESE Kipouries, auf der südlichen Talseite des Dorfes vorbeiführenden Tales, 395 m über NN, (Probe 79/3). Hellgrauer bis bräunlicher Bankkalk mit folgenden Conodonten:

Hindeodella cf. *bitorta* BENDER 1967
Spathognathodus cf. *triangularis* BENDER 1967

Die stratigraphische Position der gesamten Basalen Serie, einschließlich der rasch abgelagerten Basalen Konglomerate, die eng mit den Basalen Bankkalken verknüpft sind, stützt sich somit ausschließlich auf die Reichweiten von *Spathognathodus divergens*, die bereits erwähnt wurde, und von *Spathognathodus triangularis*, der nach BENDER & KOCKEL (1963) für den unteren Teil der Campiler Schichten (untere *homeri*-Zone) leitend ist.

Demnach muß die Basale Serie vorläufig in das (Permo-)Skyth eingestuft werden.

DIE "TIEFTRIADISCHEN MASSENKALKE UND -DOLOMITE" (vgl. Abb. 22):

Bei allmählicher Absenkung des Sedimentationsgebietes wurden die tieftriadischen Massenkalk- und -dolomite abgelagert. Sie beherrschen als auffälliger Horizont die mesozoische Schichtfolge von Nord-Chios. Allenthalben bilden sie schroffe Steilhänge und stechen durch ihre helle

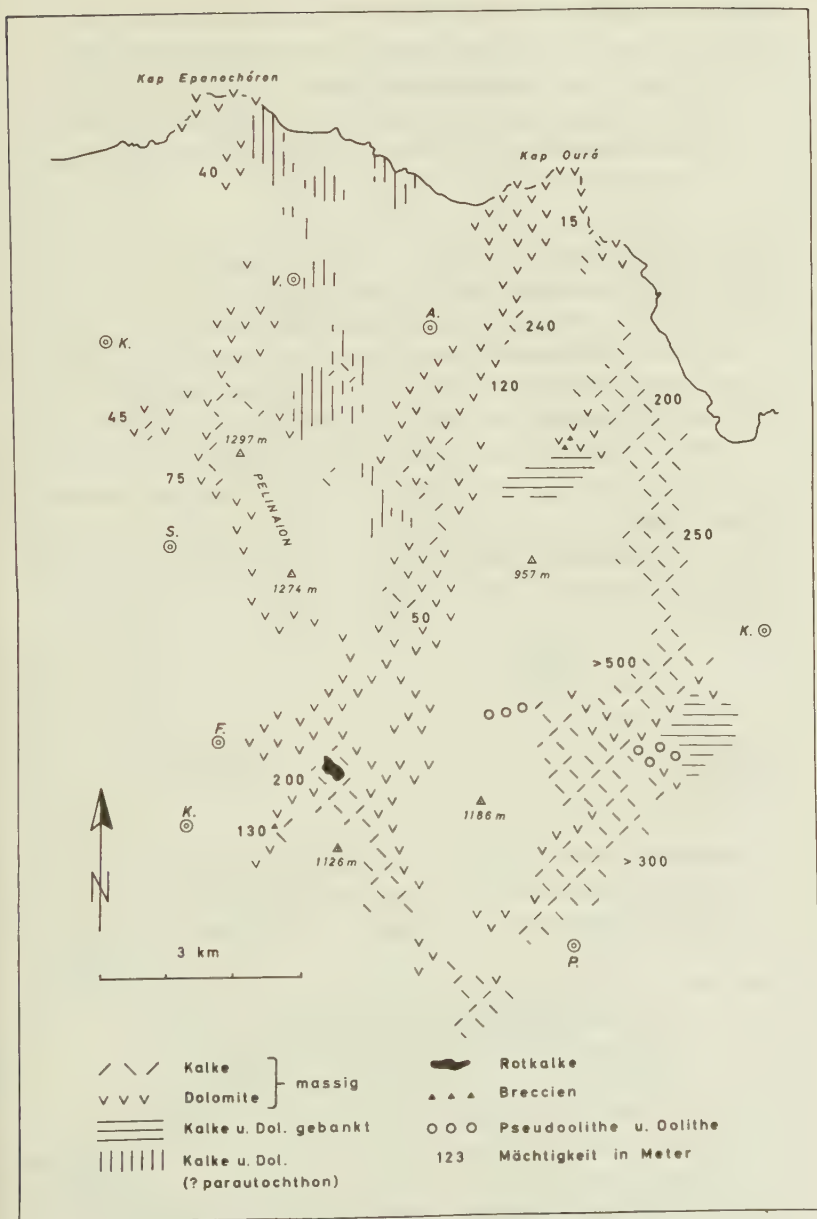


Abb. 22 Fazieskarte der Tieftriadischen Massenkalk- und -dolomite.

Färbung deutlich von der sie unterlagernden Basalen Serie, sowie den bunten Gesteinen in ihrem Hangenden ab. Starke Mächtigkeitsschwankungen in den verschiedenen Teilen des Verbreitungsgebietes charakterisieren dieses Schichtglied, jedoch scheint die Mächtigkeit generell von Nordwesten nach Südosten zuzunehmen.

Lithologisch besteht dieser Komplex (vgl. Abb. 22) hauptsächlich aus Dolomiten und Kalken.

Die Dolomite sind "zuckerkörnig", selten grobkristallin, im frischen Bruch meist grellweiß, auch gelblich oder bräunlich und verwittern zu einem gelbweißen Grus. Ihre Ausbildung ist vorwiegend massig, und sie zeigen die für Dolomite typischen Verwitterungsformen.

Die ebenfalls massigen Kalke lassen im frischen, muscheligen Bruch häufig sahe- oder ~~crem~~farbene Tönungen erkennen. Gewöhnlich werden sie von gelben, seltener auch roten Spatäderchen durchzogen. Anhand der folgenden Eigenschaften

1. muscheliger Bruch
2. Creme-Farbe
3. gelbe Spatäderchen

können sie von den bisweilen täuschend ähnlichen ladinischen Massenkalken lithologisch hinreichend genau unterschieden werden.

Bisweilen treten in dem Massenkalk Nester von rotem tonreichem Kalkmaterial auf, wie z.B. am Nordost-Hang des Prophitis Ilias (Pelinaion) oder am Kilaini Hügel südwestlich Pitios, wo 1,2 km nordwestlich der Wasserscheide des Pitios-Tales, ca. 790 m über NN, folgende Conodonten daraus gewonnen wurden (Probe 446/2).

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE 1958)
Negondolella cf. navicula (HUCKRIEDE 1958)

Im Osten des Gebietes kam es während der Ablagerung der Tieftriadischen Massenkalke und -dolomite zur Ausbildung oolithischer Gesteine (s. Abb. 22) in denen, z.B. nördöstlich des Oros Onkoide, echte Ooide und Pseudooide durch ein helles, sparitisches Bindemittel verkittet

sind. Zusätzlich zeigt ein Aufschluß im Amethounta-Tal (600 m östlich Lonaki, 750 m über NN) rhythmische Fällung von Dolomit im Dezimeter-Bereich.

In manchen Gebieten wird der gesamte tieftriadische Komplex entweder nur durch Dolomit (Kap Epanochoron, Kap Oura) oder nur durch Kalk (nordwestlich Kardamila) vertreten.

Öfters ist die Überlagerung von Dolomit durch Kalke wechselnder Mächtigkeit anzutreffen (z.B. Pelinaion), wobei der umgekehrte Fall allerdings nie beobachtet wurde. Daneben verzahnen sich - z.B. am Osthang des Oros - Kalke und Dolomite auch nach allen Richtungen, so daß eine Abgrenzung sehr erschwert wird. Diese Erscheinung dürfte wohl auf sekundäre Dolomitisierung - ausgehend von einem netzförmigen Störungs- und Kluftsystem - zurückzuführen sein.

Resedimentäre Breccien wurden am Westhang des Measkremos, 1,5 km östlich Kipouries, 775 m über NN und im Tal von Jossona, 1,8 km südwestlich des Weilers Jossona auf der westlichen Talseite, etwa 380 m über NN, im oberen Teil des Komplexes festgestellt. Sie erreichen in beiden Fällen eine Mächtigkeit von etwa 15 m, keilen aber seitlich rasch aus.

Die gebankte Breccie am Measkremos muß dabei als "Resediment 2. Ordnung" aufgefaßt werden, da ihre Komponenten bereits aus einer feineren Breccie von hellen, durch Rotkalk verkitteten Kalkbrocken bestehen. Das Bindemittel 2. Ordnung wiederum wird von tonigem Rotkalk gebildet, der folgende Mikrofossilien enthielt (Probe 241/1):

Conodonten:

Hindeodella multihamata HUCKRIEDE 1958
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Lonchodina cf. mülleri TATGE 1956
Ozarkodina cf. tortilis TATGE 1956
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE 1958)
Prioniodina kochi HUCKRIEDE 1958
Spathognathodus homeri BENDER 1967.

Fischzähne.

Datierung: Unter-Anis (obere homeri-Zone).

Dagegen liegen in der Breccie des Jossona-Tales die Komponenten als heller und das Bindemittel als roter Dolomit

vor, was vermutlich durch sekundäre Dolomitisierung bedingt ist. Im allgemeinen steigt der Dolomitgehalt im Jossona-Tal, ausgehend von reinen Kalken im Nordosten, nach Südwesten zu an.

Aus dem Bindemittel (Probe 302/2) stammen die Conodonten:

Spathognathodus homeri BENDER 1967
Ozarkodina cf. tortilis TATGE 1956
sowie einige unbestimmbare Bruchstücke.

Datierung: Ober-Skyth (homeri-Zone)

Neben diesen in die massige Kalkfolge eingelagerten Breccien finden sich Anzeichen von Aufarbeitung öfters unmittelbar am Top der Massen-Kalke.

In der Mehrzahl der Fälle äußert sich diese in wenige Dezimeter mächtigen Rotkalk-Breccien, deren Komponenten in der Regel unter 10 cm Durchmesser bleiben.

Sehr krass erscheinen diese Verhältnisse aber am Ostrand des Kartiergebietes, z.B. 1,3 km südwestlich Nagos und ca. 1 km nordwestlich des Exapetro, nordwestlich Kardamila. Die noch zu beschreibende Einheit der "Bunten Serie" ist hier weitgehend zu einer geringmächtigen tonreichen Kalkfolge reduziert. Helle, 0,5 - 1 m messende Kalk-Blöcke, die nach ihrer teils verschwommenen Begrenzung zu schließen noch nicht völlig verfestigt waren, wurden wieder aufgearbeitet und liegen nun in einer Matrix von gelbbraunem bis fahlrotem tonreichem Kalk, der zu den Gesteinen der Bunten Serie überleitet.

ROTKALKE:

Etwa im gleichen Niveau wie die soeben erwähnten Breccien oder in deren Hangendem treten Linsen von Rotkalken auf. Lithologisch sind sie mit Hallstätter Kalken zu vergleichen und bestehen vorwiegend aus einer Wechselfolge von hellgrauem Kalk mit wenigen Zentimeter breiten mikritischen Rotkalkbändern, die sich gelegentlich zu umfangreicheren, durch höheren Tongehalt rotbraun gefärbten Kalkbänken zusammenschließen. Auch sind grau/rot gefleckte Partien verbreitet. Außerdem treten Hornsteinknauern auf, die sich zu dünnen Schnüren vereinigen können, (Pelinaion, Jossona-Tal).

Die Mächtigkeiten liegen in der Regel bei 1 - 5 m, und die seitliche Erstreckung der Linsen misst 10 - 20 m.

Eine Sonderstellung in dieser Hinsicht nimmt das Vorkommen am Gipfel des Charkos (östlich Pyta) ein: Über 200 m tieftriadischen Massenkalken und Dolomiten folgen hier zusätzlich 60 - 70 m Rotkalke, deren oberste Partien allerdings nur noch fleckig ausgebildet sind.

Ihre seitliche Ausdehnung erreicht ca. 400 m.

Der Gehalt an Makrofossilien ist nicht bedeutend. Lediglich in einigen Bänken am Charkos und auf dem Felsvorsprung 500 m südlich Amades (westlich Nikola), konnten 610 m über NN, mehrere Cephalopoden-Anschnitte festgestellt werden. In beiden Fällen war jedoch die Gewinnung von bestimmbarem Material nicht möglich.

Dagegen lieferten fast sämtliche Aufschlüsse innerhalb dieser Rotkalk-Linsen Conodonten:

Die untersten Rotkalkbänke am Charkos (bei H. 1080 m) enthielten folgende Faunen (Probe 241/4):

Conodonten:

Apatognathus mitzopouli BENDER 1967
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL 1956)
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Hindeodella cf. bitorta BENDER 1967
Lonchodina mülleri TATGE 1956
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE 1958)
Ozarkodina tortilis TATGE 1956
Ozarkodina turgida BENDER 1967
Spathognathodus triangularis BENDER 1967
Spathognathodus homeri BENDER 1967

Datierung: Ober-Skyth (unterster Teil der homeri-Zone).

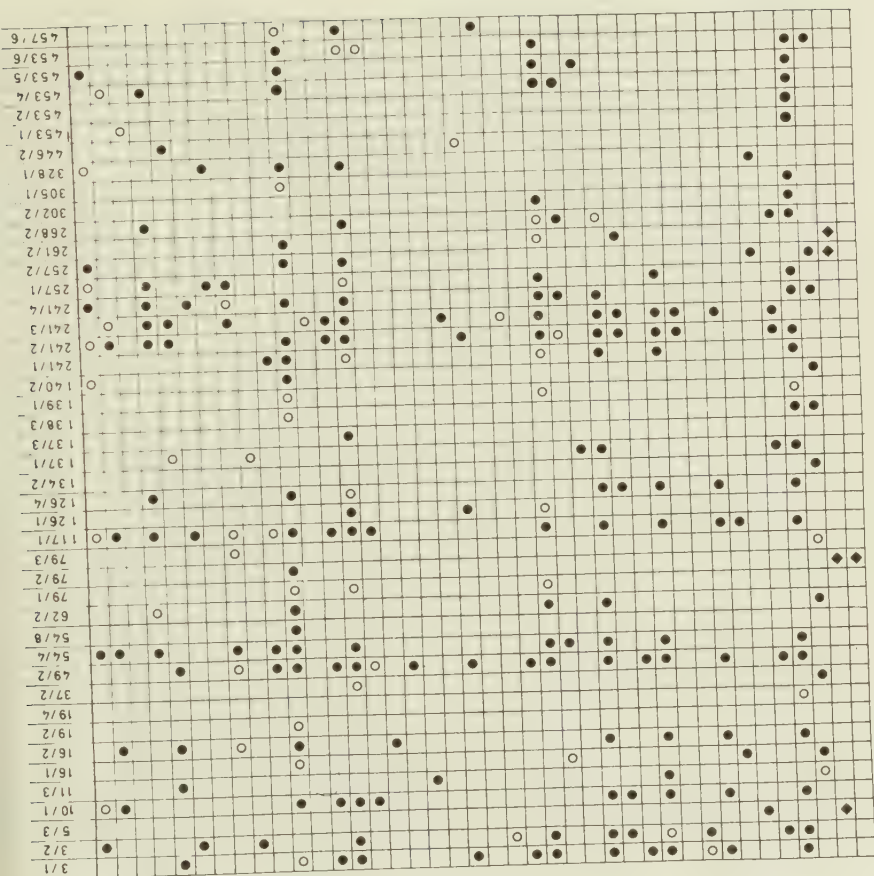
Aus den obersten aufgeschlossenen fleckigen Partien wurden, etwa im gleichen Niveau auf 1145 m, die Proben 241/2 und 10 m südlich davon 241/3 entnommen, deren Conodonten-Faunen sich wie folgt zusammensetzten:

Probe 241/2:

Apatognathus cf. mitzopouli BENDER 1967
Apatognathus radiatus BENDER 1967
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL 1956)
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE 1958)
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Lonchodina mülleri TATGE 1956
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE 1958)
Ozarkodina tortilis TATGE 1956
Prioniodella ctenoides TATGE 1956
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE 1958)
Spathognathodus gondolelloides BENDER 1967
Spathognathodus homeri BENDER 1967.

TAB. III: CONODONTENFAUNEN DER TRIAS

(O = cf. - Bestimmung)



- Apatognathus milzopouli*
Apatognathus radiatus
Ctenognathus?
Enantiognathus ziegléri
Gladigondolella tethydis
Hibbardella triassica
Hibbardella sp.
Hindeodella bitaria
H. ceweki
H. multiamata
H. triassica
Lonchodina discreta
L. latidentata
L. mülleri
L. spengleri
L. venusta
Neogondolella aegaea
N. constricta
N. momburgensis
N. navicula
N. sp.
Ozarkodina fisticulata
O. saginata
O. torilis
O. turgida
O. sp.
Parachirognathus petrae-viridis
Prioniodella clenoides
Prioniodella pectiniformis
Prioniodina kochi
Prioniodina mediocris
Prioniodina lautissima
Roundya magnidentata
Roundya sp.
Spathognathodus divergens
Spathognathodus gondolellaoides
Spathognathodus homeri
Spathognathodus triangularis
 n. gen. n. sp.
 n. gen. n. sp.

Datierung: Unter-Anis / Mittel-Anis

Probe 241/3:

Apatognathus radiatus BENDER 1967
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL 1956)
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE 1958)
Hindeodella bitorta BENDER 1967
Lonchodina latidentata (TATGE 1956)
Neogondolella mombergensis (TATGE 1956)
Ozarkodina tortilis TATGE 1956
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE 1958)
Prioniodella ctenoides TATGE 1956
Prioniodina kochi HUCKRIEDE 1958
Prioniodina mediocris (TATGE 1956)
Roundya magnidentata TATGE 1956
Spathognathodus gondolelloides BENDER 1967

Datierung: Unter-Anis

Die beiden letztgenannten Faunen enthalten sämtliche Arten, die auch in anderen, aus verschiedenen Teilen des Verbreitungsgebietes der Rotkalke stammenden, weniger reichhaltigen Proben erscheinen. Ebenso repräsentativ ist ihre stratigraphische Position, da bisher alle aus Rotkalkproben im Hangenden der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite gewonnenen Faunen altersmäßig in die obere homeri-Zone eingestuft werden mußten.

Im großen und ganzen macht der Komplex der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite den Eindruck eines Riffgesteins, obwohl bisher keinerlei Riff-Organismen nachgewiesen wurden. Auch Großoolithstrukturen, wie sie KAUFFMANN aus dem östlich anschließenden Gebiet beschrieb, konnte bisher nicht beobachtet werden. Die Annahme eines Riffes beruht also lediglich auf der massigen Ausbildung der Gesteine, verbunden mit lateral starken Mächtigkeitsschwankungen und der bereits von KAUFFMANN festgestellten Ähnlichkeit der Faziesverhältnisse mit Riffen der alpinen Trias.

Altersmäßig wird dieser "Riff-Komplex" aufgrund der Unterlagerung durch die (permo-)skythische Basale Serie und der im Hangenden auftretenden anisischen Rotkalke festgelegt, d.h. sein "Wachstum" begann im Ober-Skyth (untere homeri-Zone) und endete im Unter-Anis.

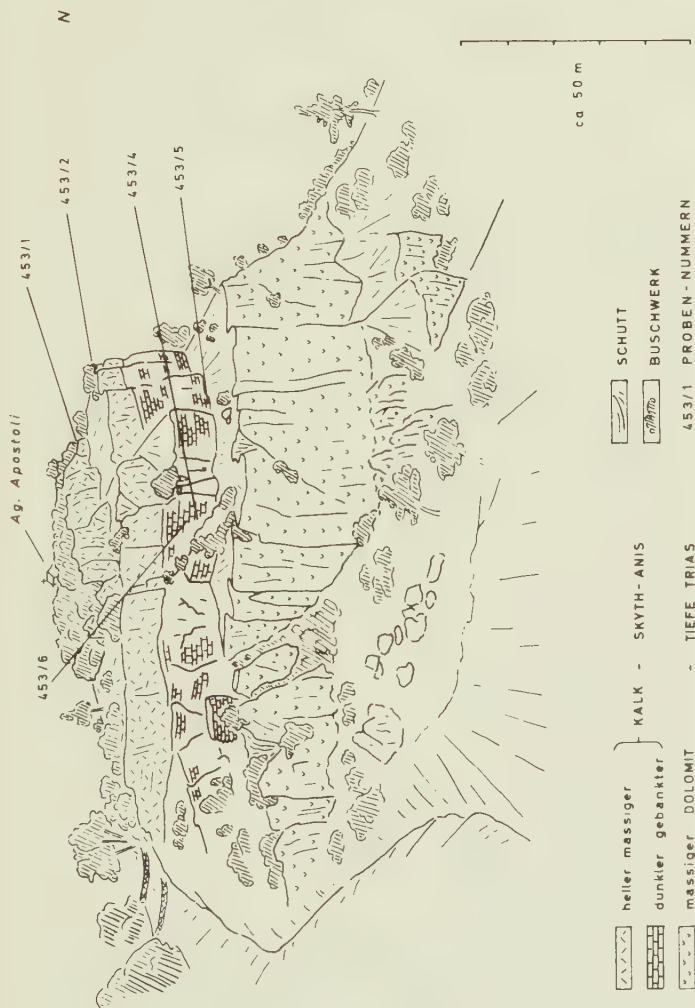


Abb. 24 Tieftriadische Kalke und Dolomite bei Ag. Apostoli, N' Viki.

DIE TIEFE TRIAS NÖRDLICH UND SÜDLICH DES DORFES VIKI:

Isolierte Vorkommen tieftriadischer Karbonat-Gesteine im Verbreitungsgebiet des Allochthons zeigen gegenüber der "Normal-Fazies" Abwandlungen, wie sie am deutlichsten nördlich des Dorfes Viki, an dem markanten, von der Kapelle Ag. Apostoli gekrönten Felsblock (Abb. 24) zu beobachten sind.

Die hier aufgeschlossene Folge gliedert sich von oben nach unten in:

- 10 m bläulichweiße, massige, von gelblichen bis rötlichen Calcit-Aderchen durchzogene Kalke mit Dolomit-Sprenkeln und gelegentlichen Andeutungen rhythmischer Dolomit-Fällung.

Conodonten (Probe 453/1):

Spathognathodus homeri BENDER 1967
sowie einige nicht näher bestimmbare Bruchstücke,
darunter ?Ctenognathus FAY 1959

Datierung: Ober-Skyth/Unter-Anis (homeri-Zone).

- 10 m hellgrauer Kalk mit rötlichen Calcit-Aderchen und braunen Dolomit-Sprenkeln im tieferen Teil.

Conodonten (Probe 453/2):

Spathognathodus homeri BENDER 1967 (mit starker Tendenz zu
Spathognathodus triangularis BENDER 1967)

Datierung: Ober-Skyth.

- 15 m dunkelgraue Bank-Kalke, die sich weiter unterteilen lassen in 10 m mittelbankige dunkelgraue Kalke mit Zwischenlagen von noch dunkleren plattigen Kalken.

Conodonten (Probe 453/3):

Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Lonchodina cf. mülleri TATGE 1956
Spathognathodus homeri BENDER 1967
Spathognathodus triangularis BENDER 1967

Datierung: Ober-Skyth (untere homeri-Zone).

Unter diesen 10 m dunkelgrauen Bank-Kalken folgen 5 m dezimeterbankige, schwarze bituminöse Kalke mit sehr dünnplattigen Lagen im untersten Teil.

Conodonten (Probe 453/4):

Enantiognathus zieglerei (DIEBEL 1956)
? Ctenognathus FAY 1959
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Ozarkodina tortilis TATGE 1956
Ozarkodina turgida BENDER 1967

Spathognathodus homeri BENDER 1967
Außerdem fanden sich Fisch-Zähne.

Datierung: Ober-Skyth/Unter-Anis.

Eine weitere Probe 453/5) lieferte folgende Conodonten:

Apatognathus mitzopouli BENDER 1967
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER 1956
Ozarkodina tortilis TATGE 1956
Spathognathodus homeri BENDER 1967.

Sie enthielt ferner Foraminiferen.

0,5m Breccie aus dunklen und hellen Kalk-Komponenten, die durch ein bräunlich bis rosa gefärbtes Dolomit-Bindemittel verkittet werden, schließt sich im Liegenden der bituminösen Kalke an.

30 m heller feinkörniger Dolomit mit braunen Calcit-Äderchen beenden die Folge nach unten.

Der Kontakt zu den unterlagernden Grauwacken liegt unter einem Schuttsaum verborgen. Gleichartige Gesteine werden jedoch auf der östlichen, gegenüber liegenden Talseite allseitig von paläozoischen Klastika umhüllt.

Die von Ag. Apostoli beschriebene Folge dürfte in enger fazieller Beziehung zu den Vorkommen der Lokalität "Rou", WSW' Amades stehen, wo Bank-Kalke der Basalen Serie allmählich in gebankte, bräunliche, teils spezialgefaltete Kalke mit zwischengeschalteten hellen, massigen Partien übergehen. Solche Gesteine sind auch für die Unterlage des Allochthons südlich Amades (westlich Jerou Vrisi) typisch. In Abb. 22 wurden diese Kalke sämtlich als "Kalke und Dolomite ? parautochthon" ausgeschieden. Sie stellen wahrscheinlich ein "riff"-ferneres Äquivalent der "Normal-Fazies" der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite dar.

Die Zuordnung der größtenteils isolierten Trias-Vorkommen zu einer "Parautochthonen Einheit" wäre aufgrund ihres gemeinsamen Auftretens mit Schicht-Gliedern des Allochthon zwar denkbar, aber nicht ausreichend gesichert.

DIE BUNTE SERIE (ANIS):

Diese Bezeichnung spiegelt nicht nur die farbliche, son-

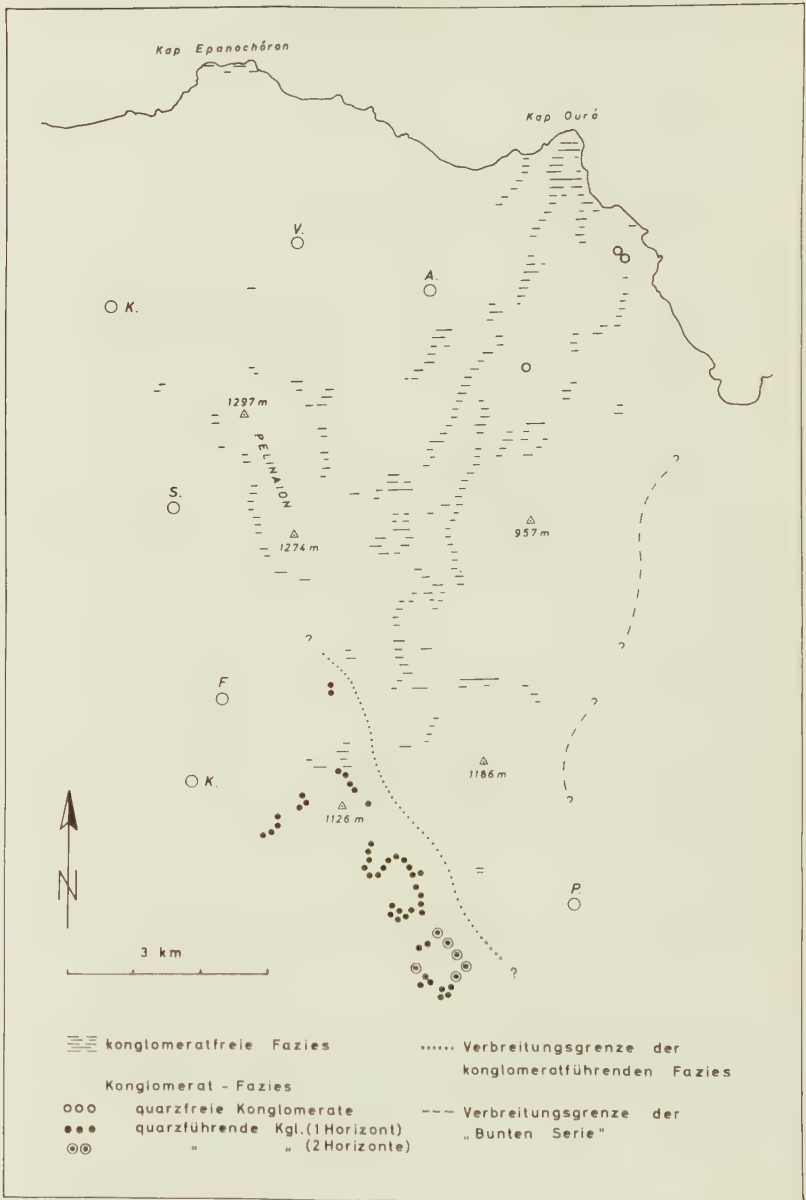


Abb. 25 Fazieskarte der "Bunten Serie" (Anis).

dern auch die lithologische Variabilität dieser Serie wieder. Sie wird hier aus Gründen der Übersichtlichkeit in zwei größere Schichtgruppen gegliedert, wobei zu berücksichtigen ist, daß es sich nicht um eine biostratigraphisch fundierte, sondern um eine reine Fazies-Grenze handelt. Beide Gruppen verschmelzen aber am Ostrand des Gebietes wieder zu einem geringmächtigen Horizont, der schließlich auskeilt.

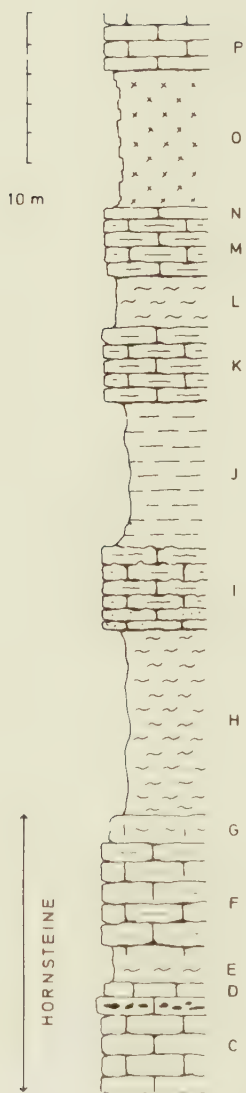
Die untere der beiden Einheiten fällt im Gelände durch intensiv rote bis violettrote Färbung auf und ist festländisch beeinflusst. Wie Abb. 26 zeigt läßt sie sich ihrerseits wieder in unterschiedliche Faziesbereiche aufteilen:

Die konglomeratfreie Fazies:

Für weite Gebiete der nur im Norden verbreiteten konglomerat-freien Fazies sind Gesteine charakteristisch, wie sie sich in dem wohl vollständigsten Profil dieses Horizontes, im Tal von Jossona (Kardamilitiho Nero), etwa 100 m nordöstlich Nikaria, 620 m über NN, finden. Die Schichten stehen hier annähernd senkrecht und von West (=stratigraphisch Liegendes) nach Ost (=stratigraphisch Hangendes) folgen (s. Abb. 26)

Gesamt-Mächtigkeit ca. 80 m :

- A) heller massiger Dolomit der "tieftriadischen Massenkalk und Dolomite".
- B) 4,5 m Schutt
- C) 6,30 m hellgraue, auch rot gebänderte oder gesprenkelte Bankkalk mit dunklen Hornstein-Knauern, die sich im oberen Teil zu bis 10 cm dicken Lagen vereinigen können und in einer etwa 1 m mächtigen Rippe mit 15 cm großen Hornstein-Knauern enden.
- D) 1 m Rote und graue dünnbankige Kalk mit Hornstein-sprenkeln.
- E) 2,30 m im tiefsten Teil rotbraune Mergel, nach oben übergehend in braunrote, gelegentlich graubraune, Mergel-Kalk mit einer 0,1 m mächtigen Hornstein führenden hellen Kalkbank 0,5 m unter der Hangend-Grenze.



(B)



Abb. 26

- F) 7 m grau/braun gestreifte Mergel-Kalke mit millimeterstarken Hornstein-Schnüren.
- G) 2 m grau- bis rotbrauner Mergel mit vereinzelt dünnen Hornstein-Schnüren.
- H) 13 m rote bis rotbraune, teils bröckelig, teils scherb-
big verwitternde, manchmal feinschichtige Mergel.
- I) 5,3 m rotbraun anwitternder, im tiefsten Teil sandi-
ger, sonst toniger, grauer Kalk.
- J) ca. 10 m violette, bröckelig zerfallene, schluffige Ton-
schiefer.
- K) 5 m braun anwitternde, knollige, graue Mergelkalke.
- L) 3,5 m rote, bröckelig verwitternde Mergel.
- M) 3 m Wechselagerung von roten Mergeln mit braun an-
witterndem grauem sandigem Kieselkalk.
- N) 1,5 m braun anwitternde, knollige Kalke.
- O) ca. 10 m graugrüner saurer Tuff oder Tuffit, hart, in
scharfkantige Stücke zerfallend.
- P) 2,5 m graue Kalke, knollig bis plattig ausgebildet
und grau bis rotbraun anwitternd.

Anzeichen von Vulkanismus in der konglomeratfreien Folge:

Vorkommen des unter O) erwähnten Tuff- bzw. Tuffit-Materials südlich von Troulia (ca. 1,3 km westlich des Oros) und süd-
östlich Anavriades (südlich Kantselia, 1,3 km südöstlich
Amades) wurden durch Herrn Dr. DÜRR genauer untersucht
und auch von Herrn Professor HENTSCHEL begutachtet:

Das Gestein südlich Troulia (Probe 263/1)

könnte als rhyolitischer bzw. quarzporphyrischer Ignimbrit
bezeichnet werden.

U.d.M. zeigt es eine außerordentlich feinkörnige Grund-
masse, darin einzelne kleine Einsprenglinge von Quarz und
weitgehend zersetztem (Calcit, Epidot-Minerales) ? Plagio-
klas. Außerordentlich zahlreich sind "scherbige" und lapil-
liartige Gebilde, von meist radialfaserig gewachsenem Illit
und/oder "Viridit"-Aggregaten ersetzt. Es handelt sich
aller Wahrscheinlichkeit nach um umgewandelte Glasfetzen.
In der Grundmasse (man hat es möglicherweise mit feinstem
ehemaligem Glasstaub zu tun) sind Neubildungen von Calcit-

flecken, Serizitfasern sowie kleinen Albit- und Quarz-Nestern zu erkennen.

Das Gestein südöstlich Anavriades (Probe 131/2)

hat eine schichtig-flaserige Textur. Es erscheint stark zersetzt. Die Grundmasse des Gesteins ist sehr feinkörnig, wohl reich an Tonmineralen. Sie wird von unregelmäßig flaserig verzweigten Bereichen durchzogen, in denen teils Chlorit, teils Serizit überwiegen. Gelegentlich sind diese Bereiche deutlich, wenn auch meist unregelmäßig umgrenzt; es könnte sich um entglaste Scherben handeln. Außerdem sitzen in der Grundmasse unregelmäßig schichtig angeordnete Haufwerke neugebildeter kleiner Albite und Quarze. Daneben breiten sich überall unregelmäßig fleckig Calcite aus. An Einsprenglingen treten Quarze, meist als eckige Bruchstücke, seltener rundlich bis idiomorph ausgebildet auf; dabei erscheinen die Quarzkristalle vielfach wie zerplatzt. Des weiteren finden sich kaum noch kenntliche Feldspäte, unter denen Plagioklas sicher, Kali-Feldspat sehr wahrscheinlich vorhanden ist (Kf Pg?). Von ähnlicher Größe sind rundlich bis ovale Calcit - Einkristalle, die auch eckig (Rhomboeder) erscheinen können, oder eckig umgrenzte, teils von einem Kranz kleiner Quarz-Kristalle umgebene Calcit-Aggregate. Bei einigen wenigen, regelmäßig umgrenzten Calcit-Aggregaten könnte es sich um Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen handeln.

Diagnose: Saurer Kristall-Tuff, eventuell ignimbrisch, rhyolithischer (eventuell noch trachytischer) Natur, sekundär stark karbonatisiert, möglicherweise aber auch tuffitisch.

Abweichend vom Profil des Jossona-Tales steigt der SiO_2 -Gehalt in den Sedimenten der konglomerat-freien Folge nach Norden hin offenbar rasch an, denn am Kap Epanochoron wird diese nur noch von tiefroten Hornsteinen und kieseligen Rotschiefern vertreten.

Da sich die Gesteine der Bunten Serie bei tektonischer Beanspruchung ganz allgemein und die der unteren Gruppe besonders mobil erweisen, sind im stark verfalteten Gebiet von Nord-Chios kaum vollständige Profile anzutreffen.

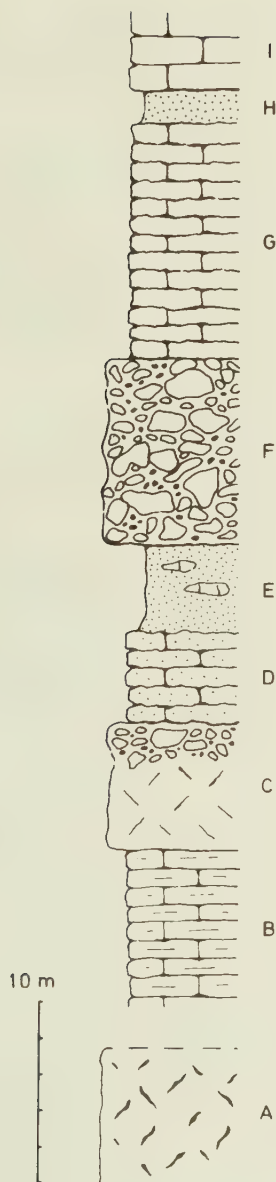


Abb. 27

Vielfach liegen nur rote Fetzen vor und bei länger aushaltenden Zügen wird eine genaue Aufnahme durch intensive Spezialtektonik beeinträchtigt.

Die Konglomerat führende Fazies:

Einen Eindruck vom Aufbau dieser Folge kann ein Profil am Nord-Hang des "Skioni" im "Mesovouno" genannten Gebiet westlich Pitios vermitteln, weil die groben lithologischen Züge innerhalb des Fazies-Bereiches weitgehend erhalten bleiben (vgl. Abb. 27).

Gesamtmächtigkeit: 52 m

- (A) Heller tieftriadischer Massenkalk
- (B) ca. 10 m plattige, graugelb anwitternde graue Kalke mit rhythmischer Feinschichtung. Gelegentlich sind Fließ-Strukturen zu beobachten.
- (C) 7 m Rippe von hellem, massigem, pseudoolithischem Kalk mit unregelmäßig eingelagertem Rotkalk-Material ("Nester").
Am Top erfolgte die Einschüttung von schlecht sortiertem und schlecht gerundetem Konglomerat, dessen Komponenten zum Teil unmittelbar aus dem Untergrund stammen. Das eingeschwemmte Material setzt sich aus Komponenten von roten, hellen und grauen, teils sandigen Kalken mit 5 - 10 cm Durchmesser sowie etwas kleineren, gut gerundeten bunten Hornsteinen zusammen, die durch ein konglomeratisch-sandiges Bindemittel verkittet werden.
- (D) 5 m Rote und helle Bankkalke mit unregelmäßiger Oberfläche, teils brecciös, mit zum Hangenden ansteigenden Sandgehalt.
Sie enthalten Gastropoden-Querschnitte und Crinoidenstielglieder.
- (E) 5 m Rote, stark sandige Mergel mit eingeschalteten Kalkfladen.

- (F) 10 m Rippe von schlecht sortiertem Konglomerat. Die Hauptmasse der Komponenten sind rote, helle und graue, z.T. sandige Kalke. Als weitere Bestandteile treten gut gerundete Hornsteine auf. Der Geröll-Durchmesser schwankt zwischen 10 und 20 cm. Das Bindemittel ist sandig. Das aufgearbeitete Material dürfte wohl in erster Linie der Basalen Serie bzw. den Tieftriadischen Massenkalken (Dolomite wurden kaum beobachtet) entstammen, wobei die Hornsteingerölle auch paläozoischen Ursprungs sein könnten. Die relativ gute Abrundung der Hornstein-Gerölle gegenüber den schlecht gerundeten Kalkkomponenten läßt aber eher eine Aufarbeitung aus Konglomeraten vermuten (Basale Konglomerate).
- (G) 13 m Zunächst roter, sandiger Kalk, der in gelben, bisweilen tonreichen, knollig anwitternden Kalk übergeht. An diesen schließen sich hier und da rot/gelb gefleckte, sandige Mergelkalke an, die im höheren Teil auch Lagen von Lamellibranchiaten-Schill enthalten.
- (H) 2 m gelbgrauer Sandstein
- (I) überlagernde gescheckte Mergelkalke.

Lokale Abweichungen von diesem Profil ergeben sich

- 1) in dem die im Skioni-Profil unter (C) beschriebene helle Kalkrippe mit Konglomeraten vollständig durch einen Konglomerathorizont etwa gleicher Mächtigkeit ersetzt wird.
- 2) durch die wechselnde Zahl der Konglomerat-Horizonte. Die zwei markanten Konglomerat-Rippen im südlichsten Teil des Verbreitungsgebietes (Skioni - Mesovouno) werden nach Norden zu auf eine etwas mächtigere Rippe reduziert (östlich Kipouries), die aber schon östlich Fyta nur noch in kümmerlichen Resten erscheint und schließlich ganz verschwindet (vgl. Abb. 25),
- 3) infolge Auskeilens der unter B angeführten Schichten oder Vertretung der Schichtglieder B, D und E durch

tiefrote, kalkige, sehr tonreiche Sandsteine mit vereinzelt grünen Reduktionsflecken. Ebenso kann im hangenden Teil der Folge der gelbgraue Sandsteinhorizont H fehlen.

Eine Ausnahme innerhalb der konglomeratführenden Folge der Bunten Serie stellen Quarkonglomerate dar, die sich in ihrer Zusammensetzung (Gerölle von Milch-Quarz, bunten und dunklen Kiesel-schiefern mit 5 - 7 cm Durchmesser) nicht von feineren Lagen der "Basalen Konglomerate" unterscheiden. Die etwa 3 m mächtigen Linsen mit geringer seitlicher Erstreckung stehen westlich des Kilaini entweder in 720 m über NN und 900 m Entfernung von der Wasserscheide des Pitios-Tales oder ca. 1 km entfernt und auf 780 m über NN an. Im höher gelegenen, westlicheren Vorkommen gehen die Quarkonglomerate zum Hangenden in die unterste Kalkkonglomerat-Rippe über, während sie im östlichen Aufschluß in rote, sehr tonige Sandsteine noch unterhalb des ersten Kalkkonglomerat-Zuges eingelagert sind.

Die obere Schichtgruppe besteht im wesentlichen aus gelbgrau anwitternden, schmutziggelben bis dunkelgrauen zunächst sehr homogenen Mergeln und tonreichen Kalken. In der Nähe ihres Kontaktes mit der kräftig roten Liegendgruppe können sie fahle, rotgraue oder gelblich Färbung annehmen.

Die Bankung vollzieht sich anfangs mit erstaunlichem Gleichmaß im Dezimeter-Bereich. Bisweilen ist Feinschichtung zu erkennen, oder es treten gelbe Dolomit-Bänder (Pelinaion) auf. Kleine Toneisenstein-Konkretionen wurden westlich des Oros, südlich Troulia beobachtet. Erst zum Hangenden hin stellen sich vereinzelt etwa 0,5 m mächtige Breccien-Horizonte (Pelinaion, Skioni) ein, die jedoch bis auf 2 m, mit fast kopfgroßen Geröllen, anschwellen können (West-Hang des Kataracho).

Den höheren Teil dieser tonreichen Kalkgruppe zeichnet überall im Arbeitsgebiet eine, allerdings nicht horizontbeständige, auffallende Scheckung aus. Diese wird durch gegenseitige unregelmäßige Durchdringung von dunklen Kalk- und graugelben Mergelpartien verursacht, ist also

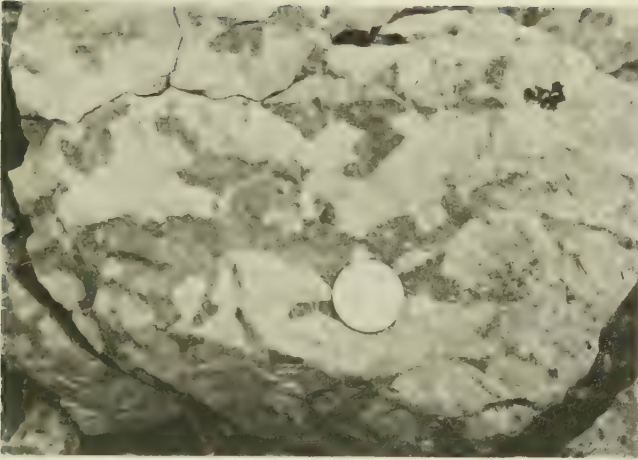


Abb. 28 Gelb/grau gescheckte Mergelkalke aus dem oberen Teil der "Bunten Serie", Pelinaion (Durchmesser der Münze 3 cm).



Abb. 29

Breccie aus hellen Kalk-Komponenten, verkittet durch rotes toniges Bindemittel: Vertretung der "Bunten Serie" im Osten des Arbeitsgebietes, südlich Nagos.

räumlich, und entstand möglicherweise bei Subsolutionsvorgängen in diesem Teil der Folge. Etwa parallel mit dem jeweiligen Beginn der Scheckung erfolgt ein allmähliches Anschwellen der Bankmächtigkeiten auf 1 - 1,5 m.

Die Bunte Serie im Osten des Arbeitsgebietes:

Nach Osten hin wird die gesamte Bunte Serie nur noch durch eine geringmächtige Folge fahlbunter oder grauer, z.T. noch gescheckter, tonreicher Kalke vertreten. In diese schaltet sich, vom Nord-Ausgang der Jossona-Schlucht nach Südosten hin (südwestlich Nagos), bis in die Gegend des Exapetro noch eine ca. 5 m dicke, helle, brecciöse Kalkkrippe ein, die weiter südlich, wo die Bunte Serie allmählich ganz verschwindet, in eine 2 - 3 m mächtige Breccie ausläuft. Deren Komponenten bestehen aus hellem, auch rosa gefärbtem Kalk und werden durch ein rotbraunes Tonbindemittel verkittet.

In der Umgebung des Exapetro selbst (westlich und nordwestlich Kardamila) fehlt die Bunte Serie primär. Die tieftriadischen Massenkalken werden hier direkt von gebankten, zum Hangenden massigen Dolomiten des Ladin überlagert.

Die Fossilführung der Bunten Serie, vor allem im Norden des Verbreitungsgebietes, ist, von einzelnen Schill-Lagen abgesehen, relativ spärlich, nimmt aber, besonders in der oberen Gruppe, nach Süden hin zu. Die Funde verteilen sich auf die einzelnen Schichtglieder folgendermaßen:

Aus grauen, dm-mächtigen Kalkbänken in roten Schiefern der konglomeratfreien Fazies der unteren Gruppe, die in der Gegend von Achladiä (1 km südwestlich Viki, 600 m über NN) anstehen, stammen folgende Conodonten (Probe 11/3):

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE 1958)
Neogondolella constricta MOSHER & CLARK
Prioniodina kochi HUCKRIEDE 1958
Spathognathodus homeri BENDER 1967 (mit starker Tendenz zu
Spathognathodus triangularis BENDER 1967).

Außerdem enthielt die Fundschicht nicht näher bestimmbar Gastropoden und Lamellibranchiaten.

Datierung: Anis. (Der *Spathognathodus homeri* BENDER ist wahrscheinlich umgelagert worden.)

Gelbgraue, dm-gebankte Mergelkalke - sie liegen 2 m über einem Tuff- oder Tuffit-Horizont (vgl. Abb. 26) - enthielten südöstlich des Kap Oura, am Hang südwestlich des Ormos Lapathou (100 m über NN) folgende Conodonten (Probe 126/1):

Lonchodina mülleri TATGE 1956

Neogondolella navicula (HUCKRIEDE 1958)

Ozarkodina cf. tortilis TATGE 1956.

Datierung: Mittel-Anis (Pelson sensu H. BENDER) und jünger.

In der Konglomerat-Fazies konnten am Süd-Hang des Skioni (810 m über NN) wenige Exemplare von Thecosmilia sp. (Bestimmung Dr. GRÄF/Graz) gefunden werden. Sie stammen aus gelbgrauen Mergelkalken, die vermutlich den Gesteinen entsprechen, die im Profil vom Nord-Hang des Skioni (s. Abb. 28) unter G beschrieben wurden. An der gleichen Lokalität fand sich im Hang-Schutt der unteren Bunten Serie ein Ammonit, den Professor JACOB SHAGEN freundlicherweise als

Ptychites (*Flexoptychites*) aff. *flexuosus* MOJSISOVICS bestimmte, wofür ich an dieser Stelle danken möchte.

Auf beiden Seiten des Skioni enthielten die Gesteine der unteren Bunten Serie zusätzlich noch Crinoiden- und Gastropoden - Reste.

Conodonten (Probe 457/6) wurden aus dem unteren Kalk-konglomerat-Horizont westlich des Kilaini, 1,3 km NNW' der Wasserscheide des Pitios-Tales gewonnen. Es handelt sich um

Neogondolella sp.

Hindeodella cf. triassica K.J. MÜLLER 1956

Lonchodina mülleri TATGE 1956

Datierung: Ptychites (*Flexoptychites*) aff. *flexuosus* MOJSISOVICS, der zwar im Hang-Schutt gefunden wurde, aber unzweifelhaft aus der unteren Schicht-Gruppe der Bunten Serie stammt, spräche für ein Ober-Anisisches Alter dieser Gesteine. Die übrigen Fossilien erlauben keine genauere Einstufung.

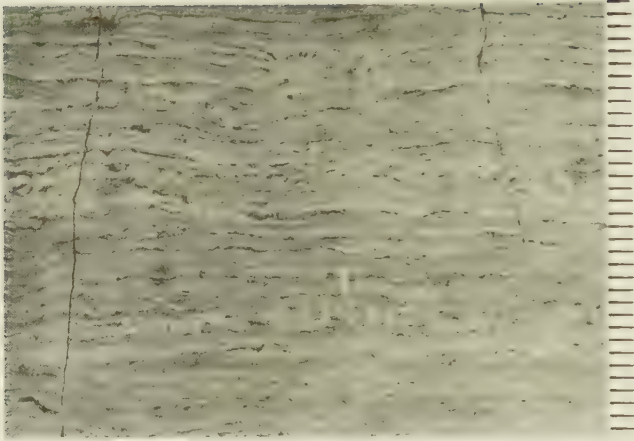


Abb. 30 Anschliff-Bild von feinschichtigen Dolomiten (Loferiten) des Ladin, Kataracho.
(1 Teilstrich = 1 mm).

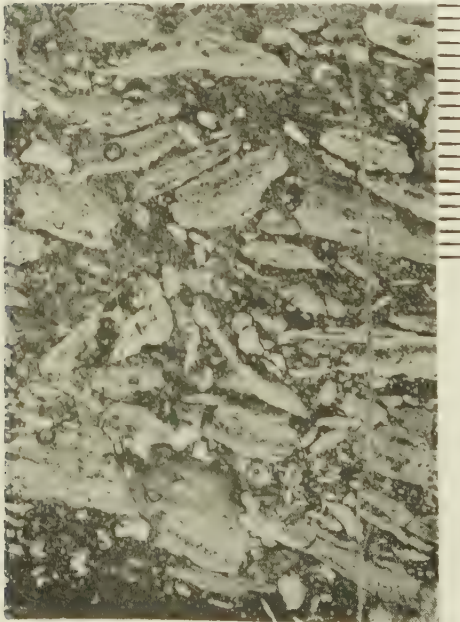


Abb. 31
Anschliff-Bild
aus einem Auf-
arbeitungshori-
zont in den
feinschichtigen
Dolomiten des
Ladin, Kataracho.
(1 Teilstrich =
1 mm).

In der oberen (Mergelkalk-) Gruppe wurden neben nicht näher bestimmbaren Gastropoden- und Lamellibranchiaten-Resten Algen festgestellt. So enthielten gescheckte Mergelkalke mit welliger Oberfläche am Berg-Rücken südlich des Skioni (705 m über NN) *Physoporella minutuloidea* HERAK. Das gleiche Gestein lieferte am Nord-Hang des Skioni (950 m über NN) abermals *Physoporellen*, darunter *Physoporella minutuloidea* HERAK sowie *Physoporella subtilis* PIA var. *graeca* HERAK. Professor HERAK, der in beiden Fällen die Bestimmung übernahm, stellte die Fundschichten aufgrund ihrer Flora ins Anis.

Den erzielten Datierungen zufolge sowie wegen der Unterlagerung der Bunten Serie durch Rotkalke der homerizone begann die Sedimentation ihrer Gesteine etwa an der Wende Unter-/Mittel-Anis und endete wahrscheinlich auch mit dem Anis, da die Kalke der Bunten Serie von ladinischen Dolomiten überlagert werden.

Eine exaktere Festlegung der Grenze Anis/Ladin ist noch nicht möglich.

LADIN

Dieser in Nord-Chios recht verbreitete Komplex geht konkordant aus den unterlagernden tonreichen Kalken der Bunten Serie hervor. Der Übergang ist fließend. Kartiertechnisch wurde die Grenze mit dem Einsetzen der ersten hellen, feinschichtigen Dolomitbänke gezogen. Die Folge läßt sich in eine liegende Dolomit-Gruppe und eine hangende, vorwiegend aus Massenkalken aufgebaute Einheit unterteilen.

Die Dolomite:

Die Dolomit-Gruppe tritt morphologisch kaum hervor. In ihren unteren Partien ist sie durch "Loferite" sensu A.G. FISCHER (1964) vertreten.

Zum Hangenden hin verlieren sich Feinschichtung und Bankung zusehends, und es liegen schließlich nur noch weisse, oft auch rötliche, massige Dolomite vor, die sich von den ober-skythischen im allgemeinen nur durch feinere Körnung unterscheiden. Hin und wieder werden sie von

dm-mächtigen, rotvioioletten Dolomitbändern durchzogen (z.B. nördlich Oros, Nord-Teil des Pelinaion).

Häufig (Pelinaion, Measkremos, Oros, Exapetro) sind, vor allem in den höheren Teilen der Dolomit-Gruppe, mehrere in unregelmäßigen Abständen übereinanderliegende poröse Lagen zu beobachten. Diese werden durch mehrere Zentimeter mächtig angereicherte, meist umkristallisierte Algen-Rollstücke hervorgerufen, die beim Herauswittern charakteristische löchrige Streifen im Gestein hinterlassen.

Aus solchen Algen-Lagen in gebankten, hellen, z.T. feinschichtigen Dolomiten der Gegend des Exapetro (2,2 km nordwestlich Kardamila, 650 m über NN) bestimmte Professor Dr. HERAK/Zagreb Oligoporella chia HERAK und datierte mit dieser Kalkalge die Fundschichten als Ladin (vgl. HERAK 1967).

Die Massenkalk:

Die Massenkalken fallen stellenweise bereits wegen der Ausbildung von 2 - 3 typischen Geländestufen (z.B. Kataracho, Oros) auf, die durch eine Wechsellagerung von etwa 10 m mächtigen morphologisch hervortretenden Kalkrippen mit morphologisch weniger bedeutsamen Dolomit oder dolomitreichen Zwischenlagen etwa der gleichen Mächtigkeit bedingt sind. Ein weiteres Merkmal dieser Einheit stellen zahlreiche Dolinen (besonders häufig: Oros, Xerolimno) als Zeugen intensiver Verkarstung dar.

Die massigen Kalken zeigen hellgraue, bräunliche oder rötliche Färbung und einen glatten Bruch (Unterschiede zum tieftriadischen Massenkalk s. S. 72). Zum Hangenden setzt Bankung ein, gleichzeitig gewinnen dunkle Farben an Bedeutung und bestimmen schließlich das Aussehen der Kalken im obersten Teil der Folge. Allerdings ist nördlich und östlich des Kataracho auch in den unteren Partien dunkle Färbung anzutreffen.

Wie in der liegenden Dolomitgruppe, so sind auch in den Massenkalken Horizonte mit angereicherten Algenrollstücken verbreitet (besonders günstig: rötliche Bereiche).

Derartige Lagen in rötlichen Kalken, z.B. 200 m östlich des Brunnens von Xerolimno, wenige Meter südlich des Weges Fyta-Kardamila, 710 m über NN (Probe 109/1) und hellen Kalken (Proben 130/3 und 279/1) lieferten nach Bestimmung von Professor HERAK Oligoporella chia HERAK.

In 0,5 - 1 m gebankten dunklen, bituminösen Kalken (600 m nördlich des Kammenos Lakkos, östlich Kipouries, 1120 m über NN) wies Professor HERAK Oligoporella chia und ?Diplopora annulata SCHAFFHÄUTL nach. Professor HERAK datierte sämtliche Fundschichten als Ladin.

Im oberen Teil der Schichtfolge fällt ein Emersions-Horizont auf, der durch braunroten, bröckelig zerfallenden Bauxit charakterisiert wird.

Eine von Herrn Dipl.Geol. HELMCKE im Institut für Angewandte Geologie der FU Berlin freundlicherweise durchgeführte Analyse auf Al, Fe, und Mn, für die ich an dieser Stelle danke, ergab für diesen Bauxit:

Al_2O_3	54,4 %
Fe_2O_3	8,1 %
MnO_2	0,1 %

Der Bauxit läßt sich in seiner seitlichen Erstreckung günstigstenfalls wenige Zehner Meter verfolgen. In der Vertikalen durchsetzt er, unter feiner Verästelung, die jeweilige Bank von der Oberfläche her bis in wenige Dezimeter Tiefe, kann sich aber auch, schichtparallel, in ca. 0,3 - 0,5 m mächtigen Klumpen anreichern. Der beste Aufschluß liegt ca. 300 m SSE' der Funkstation auf dem Oros, etwa 1130 m über NN. Weitere Vorkommen finden sich auf der Nordwest-Seite des Oros, ebenfalls 300 m von der Station entfernt, sowie auf dessen Süd-Hang, etwa 1 km SSW' des Gipfels, in 960 m über NN. Erwähnt sei schließlich noch das winzige Vorkommen südwestlich der Gegend von Xerolimno, ca. 450 ESE' des höchsten Punktes des Kranos, in 890 m über NN.

HÖHERE TRIAS?

Im Hangenden der ladinischen Massenkalken folgen im Gebiet von Xerolimno und am Südost-Hang des Oros dm-bis

meterbankige graugelbe bis grüngraue Mergelkalke, deren Grenze zum Liegenden nur unscharf zu ziehen ist. Etwa 400 - 500 m nordöstlich des Xerolimno-Brunnens ist eine Abtrennung mit kartiertechnischen Mitteln gar nicht mehr möglich.

Der Fossilinhalt beschränkt sich auf vereinzelte Lagen von Gastropoden- und Lamellibranchiaten-Schill sowie nicht näher bestimmbare Foraminiferen. Daher bleibt unklar, ob diese Kalke noch zum Ladin zu rechnen sind oder bereits einer höheren Stufe angehören.

Mit ihnen schließt die triadische Schichtfolge in Nord-Chios.

Schließlich seien noch Brocken eines roten, konglomera-tischen Sandsteins erwähnt, die häufig und über das ganze Plateau von Xerolimno verstreut zu finden sind, aber nie anstehend beobachtet wurden. Eventuell handelt es sich um Erosionsreste eines noch jüngeren Schichtgliedes.

DIE SCHICHTFOLGE DES ALLOCHTHON:

Gesteine des Allochthon nehmen in Nord-Chios nur zwei kleinere, vermutlich infolge junger Bruchtektonik getrennte Gebiete mit unterschiedlicher Höhenlage ein: Das nördlichere der beiden umfaßt die Vorkommen im Nord-Osten von Viki (Vikianá Gridia, 0 - 300 m über NN). Sie sind relativ gegenüber dem Allochthon-Gebiet östlich des Pelinaion-Massivs (750 - 1 000 m über NN), das in etwa durch ein Quadrat von 1,5 km Seitenlänge umschrieben wird, in dessen Südwest-Ecke die Kapelle Ag. Eleni liegt, abgesenkt.

Besonders auffallend ist im Allochthon von Nord-Chios der rasche Wechsel der Gesteine (Schiefer, Sandsteine, Konglomerate, bunte Mergel, Breccien, gebankte und massige Kalke). Das führte bei der Überschiebung auf das bereits gefaltete Autochthon und danach zu disharmonischer Intern-Tektonik, vor allem zwischen inkompetenten Schiefern oder Sandsteinen und kompetenten Kalk-Klötzen. Sie kann bis zur intensiven Vermengung der einzelnen Bauelemente gesteigert sein. Dabei bilden die Schiefer und Sandsteine gleichsam die Grundmasse in der die übrigen Schichtglieder schwimmen.

Bei der anschließenden Beschreibung ist zu berücksichtigen, daß es im Rahmen dieser Untersuchungen nicht möglich war, sämtliche eventuell zum Allochthon gehörigen Klastika des nördlichen Verbreitungsgebietes in der geologischen Karte exakt von faziell beinahe gleichartigen Sedimenten des Autochthon abzugrenzen. Dies wäre höchstens bei einer sehr minutiösen Detail-Aufnahme denkbar. Um jedoch für die Kartierung größtmögliche Sicherheit zu gewährleisten, wurden nur altersmäßig und/oder faziell eindeutige Kalkvorkommen als "Allochthon" ausgeschieden.

Stratigraphisch beschränkt sich die allochthone Einheit auf den Bereich von Unter-Karbon bis Ober-Perm. Mesozoische Ablagerungen, wie sie z.B. KAUFFMANN (1967, S. 147 ff.) aus Nordost-Chios beschreibt, sind bisher nicht bekannt geworden.

UNTER-KARBON:

Ca. 800 m östlich der Kapelle Ag. Eleni erstrecken sich zwei 30 - 40 m mächtige, je ca. 300 m lange Kalkvorkommen in Nord/Süd-Richtung. Es handelt sich um dunkle, bituminöse Kalke, deren Bankung im Meterbereich liegt und die infolge einer Wechsellagerung mit helleren zentimeterbreiten Kalkbändern oder braunem Dolomit-Material gelegentlich streifig erscheinen. Sie führen Hornstein-Knauern. Auffallend ist ihre starke Klüftung. Eine 750 m östlich Ag. Eleni (südöstlich Roussionaloni) 865 m über NN gewonnene Conodonten-Fauna beinhaltet die Arten (Probe 88/1):

Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL 1941)
Gnathodus delicatus BRANSON & MEHL 1938
Gnathodus semiglaber (BISCHOFF 1957)
Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934)
und Begleitfauna

Datierung: Unter-Karbon

Das Liegende bilden zerwalzte Schiefer und Sandsteine unbekannter Alters.

OBER-KARBON:

Die markantesten Schichtglieder des Allochthons stellen

Klötze und große Schollen von massigen, meist dunklen, manchmal bituminösen Kalken dar, deren Farbe aber innerhalb weniger Meter in Hellgrau umschlagen kann.

Eine stratigraphische Einstufung der Vorkommen ließ sich an folgenden Punkten durchführen:

- 1) NORDLICHES VERBREITUNGSGEBIET (Vikiana Gridia):
a) Kalkvorkommen 900 m ENE' Viki, 310 m über NN ("Agrelia")
Probe 28/1 (Bestimmung Dr. GRÄF/Graz):

Geyerophyllum cf. *broilii* HERITSCH 1936
umwachsen von *Chaetetes* sp.

Datierung: Oberes Ober-Karbon.

Geyerophyllum broilii wurde von F. HERITSCH (1936) aus den Auernig-Schichten der Karnischen Alpen, Waschbühelschichten - obere kalkarme Schichtgruppe, beschrieben.

- b) Kalkvorkommen 1,2 km nordöstlich Viki, 290 m über NN ("Vigla").

Probe 151/1 (Bestimmung Dr. GRÄF/Graz)

Lonsdaleia portlocki densiconus DE GROOT 1963

Datierung: *Lonsdaleia portlocki densiconus* wurde aus dem Celada Kalk, einem zeitlichen Äquivalent des Sierra Corisa Kalkes (Spanien) = Westfal D, beschrieben.

- c) Kalkvorkommen 750 m ESE' der Kapelle Ag. Nikolaos (nördlich Viki), direkt an der Küste südlich der Kertis-Insel:

Probe 404/1 (7 Schliffe, Bestimmung Frau Professor KOCHANISKY-DEVIDE/Zagreb)

Cyanophyceae
Palaeotextulariidae
Globivalvulina sp.
Archaediscus sp.
Eostaffella sp.
Pseudostaffella ex gr. *antiqua* DUTKEVITSCH

In allen Schliffen:
cf. *Multithecopora*
Syringoporida
Tabulata

Datierung: Karbon.

Die letztgenannten drei Taxone weisen auf ein Alter zwischen dem oberen Visé und untersten Moskovien (Verejan). Nach der Größe der *Pseudostaffella* ex

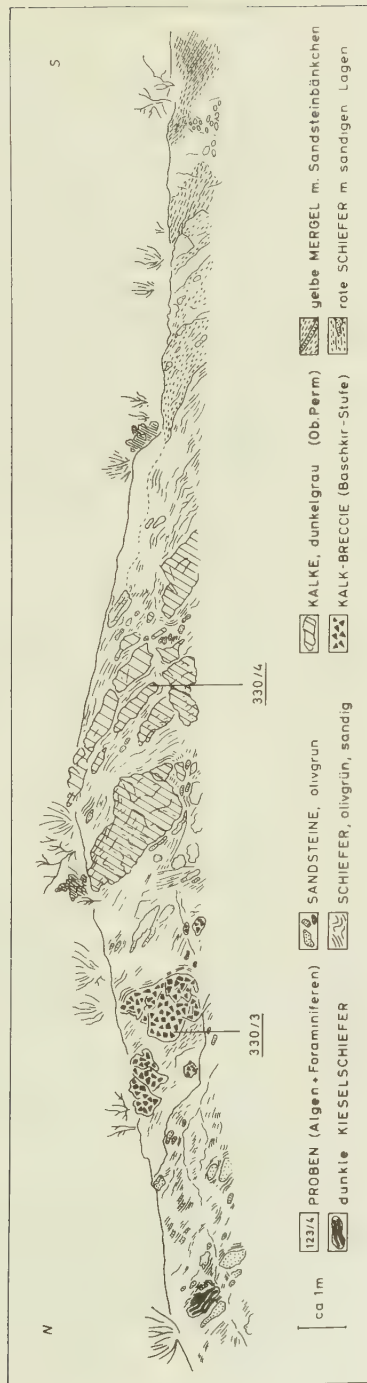


Abb. 32 Straßen-Aufschluß 1,2 km NNE' Viki.

gr. antiqua schließend, handelt es sich wahrscheinlich um Baschkir, d.h. den unteren Teil des Mittleren Karbons.

- 2) SÜDLICHES VERBREITUNGSGEBIET (östlich des Pelinaion)
a, 150 m westlich der Kapelle Ag. Eleni, 1020 m über NN
fand sich in einem Rollstück, das unzweifelhaft von dem hier anstehenden dunklen, massigen Kalk stammt (Probe 445/2; Bestimmung bestätigt durch Professor FLÜGEL/Graz):

Carinthiaphyllum kahleri HERITSCH,
umwachsen von Chaetetiden.

Datierung: *Carinthiaphyllum kahleri* wurde von HERITSCH aus der oberen kalkarmen Schichtgruppe (Cora-Schichten) und dem unteren Schwagerinenkalk (Rattendorfer Schichten) beschrieben.

Aufgearbeitet sind solche dunklen, gelegentlich hellgrauen, untergeordnet auch roten Kalke in einer sehr charakteristischen Breccie, die am Südost-Hang des Agrelia (östlich Viki) im unteren Teil des Karbon-Kalkes auftritt. Ihre Komponenten besitzen einen Durchmesser von 2 - 3 cm vereinzelt bis 10 cm und sind durch ein graugelbes Dolomit-Bindemittel verkittet.

Dieselbe Breccie erscheint als isolierter Block im Aufschluß an der östlichen Böschung der von Viki zum Meer führenden Wirtschaftsstraße, 1,2 km NNE' Viki, 240 m über NN, etwa östlich gegenüber des markanten Felsens von Ag. Apostoli (s. Abb. 32).

In den Komponenten wurden hier folgende Mikrofossilien festgestellt:

Probe 330/3 (13 Schliffe, Bestimmung durch Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ)

Nodosaria
Tuberitina
Elasiodiscus
Bradyina
Globivalvulina
Palaeotextularia
Climacammina?
Spiroplectammina
Millerella
Eostaffella
Pseudostaffella

Demnach gehören die Kalk-Komponenten der Breccie ins Karbon, (wahrscheinlich Baschkir).

Funde von Conodonten aus der Gruppe des *Gnathodus tricarinatus* WEISCHNER an beiden letztgenannten Lokalitäten bestätigen die Aufarbeitung von ober-karbonischem Material.

b) In das hohe Karbon zu stellen ist auch ein ca. 300 m östlich der Kapelle Ag. Eleni, etwa 1000 m über NN aufgeschlossenes, wenige Quadratmeter großes Vorkommen fossilreicher, dezimeter-gebankter, verfalteter Kalke von bräunlicher Färbung. Sie werden von grün-braunen Schiefern umgeben und führen:

1. Korallen

(Probe 96/2, Bestimmung Dr. GRAF) *Amplexocarinia* sp.

2. Algen

(Probe 96/1, 6 Schliffe, Bestimmung Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ)

Anthracoporella spectabilis PIA 1920

Epimastopora cf. *likana*

Codiacea

3. Foraminiferen

Apterrinella

Rugosofusulina alpina antiqua (SCHELLWIEN)

Datierung: Oberes Ouralien, Orenburg Stufe, Äquivalente der Auernig-Schichten.

Auf ein ebenfalls jungpaläozoisches Alter der am Aufbau des Allochthons beteiligten Klastika - zumindest im südlichen Verbreitungsgebiet - deuten zwei kleine, etwa 1 m³ umfassende Breccien-Vorkommen. Sie liegen in beiden Fällen in dem von klastischen Gesteinen gebildeten "Reibungsteppich" unter den hoch oberkarbonischen massigen Kalken.

Das nördlichere der beiden Vorkommen befindet sich 900 m ENE' des Prophitis Ilias, 1,3 km nördlich der Kapelle Ag. Eleni, 880 m über NN. Die Komponenten, deren Durchmesser wenige Zentimeter beträgt, bestehen aus Sandsteinen, dunklen Kalken und Lyditen. Nach Bestimmung von Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ enthielten die Kalke in Probe 294/1

(12 Schliffe)

Cyanophyceae
Bradyina sp.
Pseudostaffella sp.
Pseudoendothyra (= Parastaffella)
Chaetetidae
Bryozoa
Crinoidea.

Datierung: Karbon, wahrscheinlich Baschkir.

Aus wenige Zentimeter großen, dunklen Kalkbrocken, hellen Quarzen und Lyditen setzt sich das südlichere, 1,5 km ESE' des Prophitis Ilias, 750 m nördlich der Kapelle Ag. Eleni, 910 m über NN gelegene Vorkommen zusammen. In einem daraus stammenden Kalkbrocken wurden von Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ folgende Fossilien festgestellt:

Probe 452/1 (1 Schliff)

Cyanophyceae
Textulariidae
Tuberitina sp.
Eostaffella sp.
Radiolaria
Gastropoda
Crinoidea

Datierung: Karbon, wahrscheinlich Baschkir.

OBER-KARBON BIS UNTER-PERM:

An der Wende Karbon/Perm abgelagert wurde eine Linse, sandigen und fossilreichen Kalkes, welche im südlichen Verbreitungsgebiet des Allochthon, etwa 450 m östlich der Kapelle Ag. Eleni, 930 m über NN inmitten von olivgrünen Sandsteinen ansteht. Sie enthält nach Bestimmung von Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ (Probe 298/1, 8 Schliffe):

Algen: Epimastopora piai KORDE

Epimastopora alpina KOCHANSKY & HERAK

Epimastopora likana KOCHANSKY & HERAK

Tubiphytes obscurus MASLOV

Foraminiferen:

Apterrinella

Tetrataxis sp. div.

Bradyina

Spiroplectammina

Daixina sp.

Schwagerina (=Pseudoschwagerina sensu DUNBAR)
cf. alpina KAHLER & KAHLER

Datierung: Karbon/Perm Grenze, eigentlich unterstes Perm, Äquivalent der unteren Rattendorfer Schichten (unteres Sakmarien).

OBERES PERM:

Ober-permische Sedimente wurden bisher nur im nördlichen Verbreitungsgebiet des Allochthons (Vikian Gridia) festgestellt. Es handelt sich entweder um dunklen, dickbankigen und fossilreichen Kalk, der durch höheren Dolomitgehalt zum Teil gelbgrau werden kann oder um dunklen, plattigen ebenfalls fossilreichen Kalk mit lagenweise hohem Sandgehalt, der gelbbraun anwittert.

Die stratigraphische Position dieser Schichtglieder ließ sich an folgenden Lokalitäten festlegen:

1. In dem bereits auf Seite 102 erwähnten Straßenanschnitt der von Viki ans Meer führenden Wirtschaftsstraße (vgl. Abb. 32):

Dunkelgraue, gelblich gesprenkelte, dolomitische Kalke führen hier nach Bestimmung von Frau Professor KOCHANSKY-DEVIDÉ (Probe 330/4, 5 Schliffe):

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Permocalculus tenellus PIA
Vermiporella nipponica longipora PRATURLON
Pachyphloia
Lasiodiscus
Glomospira
Globivalvulina
Nodosinella
Gastropoda.

Datierung: Oberes Perm, wahrscheinlich sehr hohes, da keine Fusuliniden mehr vorkommen.

2. 1,8 km nordöstlich Viki, 1,3 km NNW' Amades, östlich "Vigla", 180 m über NN. Über einem dunklen, massigen Kalk (? Ober-Karbon) folgen, leicht Süd fallend, plattige, bisweilen sehr sandige dunkle Kalke. Sie enthielten (Probe 301/2, 6 Schliffe):

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Globivalvulina kantharensis REICHEL
Globivalvulina wonderschmitti REICHEL
Globivalvulina graeca REICHEL
Globivalvulina sp.
Hemigordius
Robuloides gourisiensis REICHEL
Pachyphloia
Agatamina
Olympina
Bryozoa
Crinoidea

Datierung: Oberes Perm, wie bei vorheriger Lokalität.

3. 1,2 km östlich Viki, 1,2 km nordwestlich Amades, 260 m über NN.

Die hier anstehende Linse von dunkel- bis gelbgrauem fossilreichem, teils bituminösem und sandigem Bankkalk nimmt nur eine Fläche von 2-3 m² ein. Sie wird allseitig von Grauwacken umgeben und zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung. Zwei daraus entnommene Proben 145/1 (6 Schliffe) und 301/1 (8 Schliffe) wiesen folgende

Fossilien auf:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Glomospira
Hemigordius
Globivalvulina cyprica REICHEL
Globivalvulina sp. div.
Agathammina
Lasiodiscus
Ammodiscus Nodosinella
Gastropoda
Crinoidea.

Datierung: Oberes Perm.

Durch die tektonische Beanspruchung der Sedimente ist es schwierig, die ursprünglichen Beziehungen zwischen den einzelnen Schichten zu rekonstruieren. Geringe Hinweise sind aus dem in Abb. 33 wiedergegebenen Aufschluß zu entnehmen. Die bunten Schiefer und Mergel konnten nicht datiert werden. Sie könnten wegen ihrer Vergesellschaftung mit jungpaläozoischen Gesteinen ebenfalls ins Jungpaläozoikum gehören, doch nimmt KAUFFMANN (1967, S. 150 f.) für gleichartige Gesteine in Nordost-Chios wegen ihres Übergangs zu liassischen Kalken ein obertriadisches bis liassisches Alter an.

Ähnliche Sedimente finden sich in der Basalen Serie und in der Bunten Serie.

Durch Zusammenstellen der stratigraphisch geordneten Teilmglieder ergibt sich für die Schichtfolge des Allochthons von Nord-Chios ein "Normalprofil", das den Eindruck eines Übergangs von vorwiegend karbonatischen Ablagerungen des Karbons zu einer stärker terrestrisch beeinflussten Sedimentation im Perm erweckt. Doch werden bei dieser Methode die Klastika zu wenig berücksichtigt, als daß sich ein

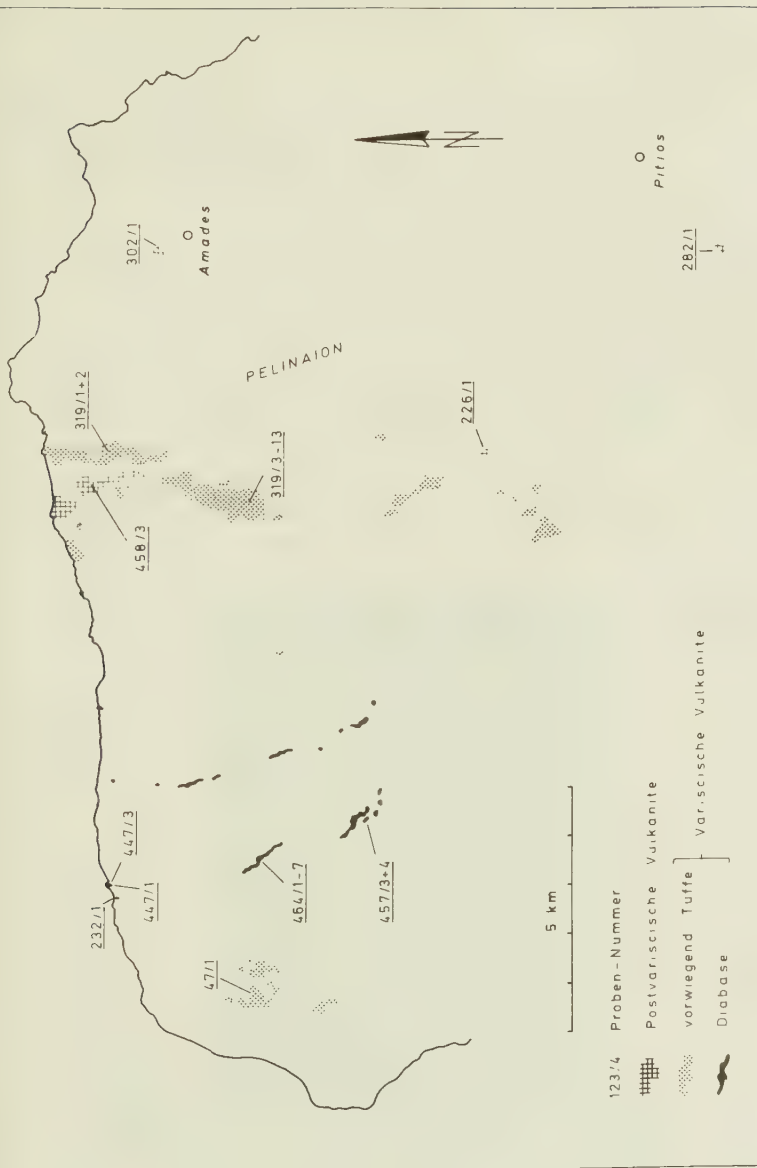


Abb. 33 Verbreitung der Vulkanite in Nord-Chios
(nicht berücksichtigt: Tuff der "Bunten Serie").

eindeutiges Bild ergeben könnte.

VULKANISMUS

Einen Überblick über die Verbreitung vulkanischer Gesteine in Nord-Chios gibt Abb. 33, in der die Tuffe und Tuffite der anisischen Bunten Serie unberücksichtigt blieben. Alle Schliffe wurden von Dr. DÜRR/Marburg und Professor HENTSCHEL/Wiesbaden begutachtet.

Vulkanismus des Paläozoikums:

(Diabase und Keratophyr-Tuffe):

1. Gänge und gangartige Vorkommen:

Es handelt sich dabei um Nordwesten bzw. NNW streichende, quarzführende Diabase. Von dem etwas über 1 km langen Zug südöstlich des Dorfes Nenitouria wurden über den Kontakt-Bereich hinweg Schliffproben entnommen. Sie bestätigen die bereits makroskopisch feststellbare zum Rand hin gerichtete Korngrößenabnahme des rotbraun anwitternden, im frischen Bruch aber dunkelgrün gefärbten Gesteins.

Unter dem Mikroskop ergaben sich vom Zentrum des Ganges nach außen fortschreitend für die einzelnen Proben-Punkte folgende Merkmale (vgl. Abb. 34):

464/1: Das relativ grobkörnige, ophitische Gestein wird durch sperrig miteinander verwachsene, weitgehend zersetzte Plagioklase aufgebaut; die Zwischenräume werden von Chlorit und Calcit erfüllt, in Zwickeln tritt relativ reichlich Quarz auf. Als akzessorischer Gemengteil tritt neben Erz-Körnern Leukoxen pseudomorph nach größeren skelettformigen (Titano-)Magnetit-Okteadern auf, die Entmischungs-Lamellen zeigen.

464/2: Im Vergleich zur vorher beschriebenen Probe ist dieses Gestein etwas feinkörniger, zeigt aber ebenfalls ophitisches Gefüge. Die sperrig miteinander verwachsenen Plagioklase sind stark saussuritisiert, zwischen ihnen findet sich reichlich Pyroxen. In Zwickelräumen tritt etwas grüne Hornblende, reichlich Chlorit und daneben Pumpellyit auf. Außerdem findet sich ein nicht bestimmbares, hoch lichtbrechendes, fast isotropes

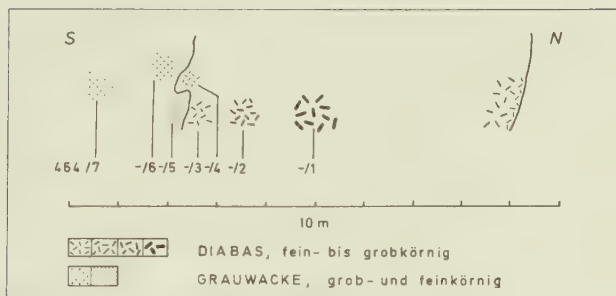


Abb. 34 Schematischer Querschnitt des Diabas-Ganges südöstlich Nenitouria.

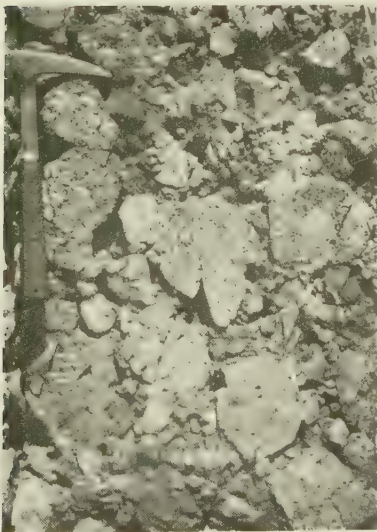


Abb. 35 Diabas-Bombentuff, Kiminas, westlich Kipouries.

Mineral, bei dem es sich um Granat handeln könnte.

464/3: Dieses Gestein fällt gegenüber dem unter 464/2 beschriebenen durch eine bedeutend feinere Körnung auf. Etwa gleichartig blieben das Gefüge (ophitisch) und der Mineralbestand aus sperrig verwachsenen, weitgehend zersetzten Plagioklas-Leisten, aus Pyroxenen und etwas grünlich-brauner Hornblende sowie reichlich Chlorit und etwas Quarz in Zwickelräumen. Daneben kommen noch Leukoxen und Calcit vor.

464/6: Das unmittelbar am Kontakt gelegene Gestein zeigt einzelne etwas größere Plagioklas- und Pyroxen-Einsprenglinge in einer sehr feinkörnigen, ophitischen Grundmasse (Erz, Plagioklas, Pyroxen, Chlorit, etwas Quarz (in Zwickeln), Leukoxen, Calcit). Die Klüfte sind mit Chlorit gefüllt.

Das Nebengestein läßt in der nächsten Nachbarschaft des Ganges eine leichte Kontakt-Metamorphose erkennen:

464/7: Die feinkörnige Grauwacke stammt direkt vom Kontakt. Eine durchgehende Tonschiefer-Lage weist ein diablastisches Grundgewebe auf. In den größeren Anteilen des Gesteins sind die Quarze nur schwach verzahnt und deutlich statisch rekristallisiert.

464/4: Hier liegt eine Grauwacke mit deutlicher Schieferung vor und deren Quarze mechanische Beanspruchung erkennen lassen. Das tonige Material scheint den Beginn einer Umkristallisation anzuzeigen.

464/5: Es handelt sich um eine unsortierte Grauwacke, der jede Spur von Kontakt-Metamorphose fehlt. Unter den verschiedenen Komponenten (Stückchen quarzitisches Gesteins, Hellglimmer, Plagioklas) finden sich auch Schwerminerale (Turmalin, Zirkon).

Zu den gangartigen Vorkommen sind vermutlich auch im Gipfelbereich der Amani-Berge (Panagia Pagousens) auftretende quarzführende Diabase (Probe 464/3 und 4) zu stellen, sowie einige kleinere, teils schlotähnliche Vorkommen, die norawestlich Potamia beginnen und sich nach NNW

das Tal von Kourounia hinunterziehen.

2. Laven und Tuffe

Die wichtigsten Vorkommen dieser Serie, die bereits von MARAVELAKIS (1915, S. 91 f. und 1916, S. 18 f.) sowie KTENAS (1921 b, S. 147 und 1923, S. 583) eingehender beschrieben wurden, liegen südwestlich (Kefala) und nördlich (Mnimouria, Xingas) des Dorfes Kambia.

Aber auch in der Gegend von Achladia (Ag.Irini) und am Kiminas sind solche verbreitet. Die Vulkanite bei Ag.Gala zählen ebenfalls zu dieser Gruppe.

Mit Hilfe von Schliffen wurden die Gesteine am Südwest-Hang des Kefala untersucht, wo sich von unten nach oben folgende Zusammensetzung der hier etwa 175 m mächtigen Vulkanit-Serie feststellen ließ:

Ungefähr das erste Drittel wird von Diabas-Tuffen aufgebaut, deren Komponenten von Lapilli-Größe bis zu den für diesen Horizont charakteristischen, rundlich-ovalen Bomben variieren, die etwa 10 cm Durchmesser erreichen.

U.d.M. unterscheidet man in den Lapilli-Bereichen des Tuffes (319/3):

Diabasfragmente verschiedener Art:

- a) Dicht bis feinstkörnige oder durch feine Feldspat-Leisten fluidal texturierte Stücke mit Einsprenglingen von zersetztem Plagioklas und chloritisiertem Pyroxen, sowie rundlich umgrenzten Quarz-Aggregaten (gefüllte Bläschen).
- b) Ehemals glasige Fetzen, die nahezu völlig chloritisiert sind und zahlreiche, mit Chlorit-Rinden belegte, durch Quarz oder gelegentlich auch Calcit gefüllte Bläschenräume aufweisen.
- c) Relativ zahlreiche große Pyroxene von denen der überwiegende Teil frisch und nur einzelne chloritisiert sind. Bei letzteren treten oft Titanit/Leukoxen-Ausscheidungen auf.
- d) Selten auch große zersetzte Feldspäte (?Plagioklase) In den Zwickelräumen und auf Klüften finden sich Pflaster großer teils verbogener Calcite und Aggregate kleiner, z.T. sphaerolithisch gewachsener Quarze.

Die für diesen Horizont bezeichnenden, knollig herausgewitterten Bomben bestehen aus folgendem Material: Porphyrischer Diabas, feinstkörnig mit Feldspat-Einsprenglingen (319/4)

U.d.M. liegen in einer außerordentlich feinkörnigen Grundmasse, die reich an Mafiten ist (Erz, Leukoxen, Chlorit bestimmbar) zahlreiche idiomorphe Einsprenglinge von

- a) Feldspäten (weit überwiegend). Diese sind fast völlig serizitisiert, Zonarbau und Zwillingslamellierung gelegentlich angedeutet.
Bei den gegenüber den Feldspäten zurücktretenden Mafit-Einsprenglingen dominieren
- b) Olivin, der serpentinisiert bis chloritisiert und danach verquarzt wurde. Er ist öfter mit Pyroxen verwachsen.
- c) Pyroxene, die, meist von Erz-Rinden umgeben, teilweise durch Chlorit, Quarz und gelegentlich Calcit ersetzt sind. Auf den Klüften sitzt Quarz.

Porphyrischer, feinkörniger Diabas mit überwiegend Pyroxen-Einsprenglingen (319/6)

U.d.M. besteht die Grundmasse aus ungeregt intersertal verwachsenen Plagioklas-Leisten und nadelig bis säuligen Pyroxenen. Rundlich oder eckig umgrenzte Aggregate von Calcit und Chlorit, gelegentlich mit Quarz verwachsen, überschreiten die Feldspat-Leisten an Größe nur wenig; vermutlich handelt es sich um Olivin oder Pyroxen-Pseudomorphosen.

Die Einsprenglinge werden gebildet von Olivin und Pyroxen, von denen einige frisch, viele (darunter die größten) durch Chlorit ersetzt sind, etwas Quarz und Calcit. Feldspäte (einige größere Plagioklase) treten zurück. Außerdem erscheinen Calcit-Aggregate. Die Klüfte sind mit Calcit gefüllt.

Der mittlere Teil der Serie wird vorwiegend aus Diabas-Tuff aufgebaut (319/7).

U.d.M. zeigt er eine feinkörnige Grundmasse in der neben Chloriten und anderen nicht näher bestimmbar grünen

Mineralen ("Viridit") nur kleine, neugebildete Quarze und Albite erkennbar sind.

Als Einsprenglinge finden sich einige Pyroxen-Reste, zahlreiche Chlorit-Aggregate, die wohl Pseudomorphosen nach Pyroxenen darstellen und gerade noch erkennbare Plagioklasse (neugebildet darin u.a. Epidot).

Mit etwa 20 - 30 m mächtigen Quarz-Keratophyr-Tuffen endet die Vulkanit-Serie (319/10 bis 13):

Diese zeichnen sich durch einen recht einheitlichen Mineralbestand aus:

U.d.M. erscheinen in der teils stark zersetzten Grundmasse mit Neubildungen von Albit, Serizit (in wechselnder Menge), Chlorit und Quarz,

Auswürflinge von Quarz, teilweise idiomorph ausgebildet, Feldspat, oft völlig zersetzt, in den höheren Partien aber auch

über 1 mm groß, idiomorph und zonar gebaut. Soweit kenntlich überwiegt bei ihnen der Anteil der meist albitisierten Kali-Feldspäte bisweilen die Menge der Plagioklasse.

Biotit ist fast immer zersetzt und teils völlig in Chlorit und Limonit umgewandelt.

Zirkon und Apatit wurden vereinzelt festgestellt, Erz ist wenig vorhanden.

Gegenüber dem Mineralbestand variiert die Korngröße sowie das Verhältnis von Grundmasse zu Auswürflingen.

Während die verschiedenen großen Kristall-Auswürflinge in der Probe aus dem tieferen Teil der Tuffe noch unregelmäßig auftreten, sind sie im mittleren Bereich bereits schichtparallel eingeregelt. Weiter vollzieht sich, unter Feinschichtung und Gradierung des Materials der Übergang zu einer feinkörnigen Tuff- oder Tuffit-Partie, in welcher das Verhältnis von Grundmasse zu Auswürflingen noch ausgeglichen ist. Die letzten Meter der Folge werden dann von einer harten, bräunlich anwitternden, meist gut gebankten Quarzkeratophyr-Tuff gebildet, dessen Hauptmerkmal die dichte Packung der Auswürflinge darstellt, zwischen denen die Grundmasse nur noch als Zwickelfüllung erscheint.

Bei den südlich Ag. Gala auftretenden Vulkaniten handelt es sich meist um Tuffe oder Tuffite.

U.d.M. sieht man, daß das Gestein tektonisch kräftig beansprucht ist. Ein Pflaster sehr großer Calcite (die Einzelkristalle sind häufig etwas verbogen) bildet die Grundmasse; in dieser Grundmasse stecken, von Mörtelkränzen kleiner Calcite umgeben, die Tuff-Komponenten. Letztere bestehen

1. aus rundlich bis kugeligen Brocken von Diabas wechselnder Zusammensetzung (nach dem Feldspat/Mafit-Verhältnis und Erzanteil) sowie unterschiedlicher Korngröße (dicht bis feinkörnig, seltener porphyrisch)
2. aus einzelnen größeren, teils zersetzten Plagioklasen. Auf Schicht-Fugen treten neugebildete Chlorite (oft verbogen) auf, ebenfalls auf Fugen und in Nestern erscheinen neugebildete kleine Albite.

Die Kristallisation der Calcite der Grundmasse erfolgte offensichtlich in mehreren Phasen; sicher z.T. nach der tektonischen Beanspruchung. So läßt sich nicht entscheiden, ob der gesamte Calcit auf eine Karbonatisierung zurückzuführen oder ob ein Teil davon sedimentären Ursprungs ist, also für tuffitischen Charakter des Gesteins spräche.

Zu erwähnen sind noch unsortierte Tuffe oder Tuffite, deren sehr feinkörnige Grundmasse (Plagioklas, Pyroxen, Chlorit, Calcit, wenig Quarz) Einschlüsse von Tuff- bis Tuffit-Material sowie von feinkörnigen vulkanischen Gesteinen mit Plagioklas- und Pyroxen-Einsprenglingen enthält. Sie sind in mehreren hellgrauen Bändern (bis einige Dezimeter mächtig) zwischen dunklen Kiesel-schiefern zu finden, wobei auch Fetzen von kieseligem Material in den Tuff-Bändern vorkommen, und treten in einem morphologisch herausragenden Klotz direkt in der Mündung des von Neni-touria nach Norden entwässernden Tals, von jungen Schottern umgeben, an (Kapelle Ag. Georgios). Wenige Meter nordwestlich davon ragt eine kleine Klippe aus relativ grobkörnigem, quarzführendem Diabas (Probe 447/1) aus dem Wasser.

Die stratigraphische Position der paläozoischen Vulkanite:
Hinweise auf eine zeitliche Festlegung der vulkanischen Ereignisse im Paläozoikum von Nord-Chios ergeben sich aus folgenden Tatsachen:

1. Wenige Meter unterhalb der Keratophyr-Tuffen der Gegend Manastiriaka (2,5 km nördlich Kambia) wurden Gesteine des Ober-Devon IV/V festgestellt.
2. Im Liegenden der Vulkanit-Serie (ca. 40 m unter der Basis der Bomben-Tuffe) wurde am West-Hang des Kefala-Hügels to V/VI nachgewiesen. Zum Hangenden folgen hier, etwa 400 m über den Vulkaniten, Sedimente des oberen Visé. Den Zwischenraum füllen Schiefer und Grauwacken.
3. Unterkarbonische Kalke des Melanios-Zuges stehen z.B. südlich Ag. Gala in enger Verbindung mit Diabas-Tuffen.

Nimmt man am Kefala eine (nicht bewiesene) ungestörte Schichtfolge an und berücksichtigt man zugleich, daß in der Gegend von Manastiriaka Komplikationen infolge disharmonischer Bewegungen nicht auszuschließen sind, so kommt man zu dem Schluß, daß das Unter-Karbon (?Tournai) in Nord-Chios eine Zeit größerer vulkanischer Aktivität gewesen wäre.

Der postvariscische Vulkanismus

Die Tuffe des Anis

Von den in ihrer Verbreitung an die konglomerat-freie Fazies der Bunten Serie gebundenen sauren Tuffen wurden bereits auf S. 85 f. Vorkommen beschrieben, die durch Schliffe untersucht worden waren. Sie stellen wahrscheinlich feinere Äquivalente der aus Mittel-Chios in diesem Niveau bekannten Tuffe und Tuffite dar (BESENECKER et al., S. 132).

Jüngere post-variscische Vulkanite:

Nördlich Kambia werden die paläozoischen Gesteine diskordant von einem hellen Rhyolith durchschlagen, der die von der Kapelle Ag. Pantas gekrönte Kuppe aufbaut und seine Fortsetzung nach SSE in einem mächtigen, teilweise als Härtling aus den umgebenden Klastika herausragendem Gang auf der West-Seite des Kambia-Tales findet.

Dieser wird durch um die Ost/West-Richtung pendelnde Störungen mehrfach versetzt.

Bereits TELLER (1880, S. 7 ff.) beschrieb dieses Gestein, eigenartigerweise als quarzfreien Hornblende-Andesit. PHILIPPSON (1911, S. 60 f.) berichtet von Dazit, ebenso PALCKELMANN (1939, S. 351) MARAVELAKIS (1915, S. 93 ff. und 1916, S. 21) bestimmte das Gestein als Liparit und auch KTENAS (1927, S. 336) meldete von Ag. Pantos zunächst liparitische Laven, führt aber 1928 (S. 714 f.) "Dellenit" (1. (3) 4.'2. (3)4.) an.

Mikroskopisches Bild: In einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus kleinsten Biotiten, Feldspäten und etwas Quarz schwimmen große Einsprenglinge von

- a) Quarz (über 10%), teils klar idiomorph, teils gerundet mit deutlichen Korrosionserscheinungen.
- b) Kali-Felspäte (Sanidin), öfters nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie umschließen z.T. orientiert eingelagerte kleine idiomorphe Biotite und Plagioklase.
- c) Plagioklase (Oligoklas) mit z.T. deutlichem Zonarbau. Diese enthalten orientiert eingelagerte, dicke Biotite.
- d) Biotit mit grünlicher Färbung und reichlich, parallel (001), eingelagertem Erz.

Wegen der guten Erhaltung der Biotite (die Probe stammt aus dem nach SSE streichenden Ausläufer des Stockes von Ag. Pantos) nimmt Professor HENTSCHEL für das Gestein subvulkanische Erstarrung an. 0,6 km nordwestlich und 1,6 km ESE Viki hat ein weiterer Rhyolit paläozoische Grauwacken durchbrochen; er besitzt aber nur geringe Verbreitung.

U.d.M. erscheinen in einer sehr feinkörnigen Grundmasse mit reichlich neugesprosstem Serizit vereinzelt Einsprenglinge von Quarz, Sanidin und Plagioklasen, dazu 1 großes Muskovitblatt (xenolithisch?). Des weiteren finden sich sehr zahlreich kleine und kleinste Einsprenglinge von Kalifeldspat, etwas Plagioklas, wenig grünbraunem Biotit und Quarz.

Auf dem Kamm des Grauwacken-Rückens westlich Fyta tritt etwa 1 km westlich des Ortes, 410 m über NN ein nur wenige m² umfassendes Vorkommen eines hell orangefarbenen Vulkanits auf. Das Gestein besitzt andesitischen, eventuell quarz-andesitischen Charakter, die mafischen Komponenten sind völlig zersetzt, außerdem ist eine gewisse Verquarzung festzustellen.

U.d.M. zeigt das relativ frisch wirkende Gestein Fluidal-Textur. Die feinkristalline Grundmasse besteht im wesentlichen aus annähernd parallel gelagerten Plagioklas-Leisten, von denen größere z.T. Zonarbau aufweisen. Daneben finden sich relativ reichlich braune, eisenreiche Zersetzungsprodukte (nicht kristallisierte, wahrscheinlich aus Gesteinsglas entstandene Eisen-Hydroxyd-Gele). In der Grundmasse schwimmen vereinzelt größere rundliche eventuell xenolithische Quarze, die z.T. von Erz-Kränzen umlagert sind und rundliche, teilweise leicht zersetzte Plagioklase. Außerdem fanden sich noch ein größerer chloritisierter ?Biotit und zwei größere Apatite.

Auffällig sind kleine Drusen mit limonitischem Material und divergent strahlig gewachsenen Aggregaten von Quarzen, die möglicherweise Feldspäte verdrängt haben.

Bei den Vulkanit-Vorkommen im Pitios-Tal handelt es sich um einen jungen, intermediär bis sauren Tuff, für dessen genaue Definition eine chemische Analyse nötig wäre.

U.d.M. erkennt man in einer Grundmasse aus z.T. noch völlig intaktem Glas ehemalige Glasscherben, die serizitisch-illitisch umgewandelt wurden, sowie Kristall-Auswürflinge von Plagioklas und Biotit. Auch Bimsbröckchen, kenntlich an ihrer strähnigen Struktur treten auf.

Zum Alter der postvariscischen Vulkanite kann aufgrund ihrer isolierten Lage in paläozoischen Gebieten keine Aussage gemacht werden (eine Ausnahme bilden selbstverständlich die Tuffe des Anis). Derartige Ergebnisse könnten nur durch die absolute Altersbestimmung dieser Gesteine erzielt werden.

Der Zusammenhang von Metallogenese und Vulkanismus in Nord-Chios wurde nicht untersucht, da dieses Problem im

Rahmen einer gleichzeitig angelaufenen Dissertation durch Herrn ARGYRIADIS/Paris behandelt werden sollte, die jedoch noch nicht abgeschlossen ist.

NEOGEN:

Im Tal von Pitios, das die Grenze zu dem durch KAUFFMANN (vgl. dazu KAUFFMANN, 1967, S. 155 f.) bearbeiteten Gebiet von Nordost-Chios bildet, treten Schotter eines älteren Flusses auf, die teils in der heutigen Tal-Linie liegen, teils neben ihr verlaufen.

Diese Schotter sind schlecht sortiert und bestehen hauptsächlich aus Geröllen paläozoischer Grauwacken, Sandsteine, Quarze und Lydite wechselnder Größe, obwohl die Unterlage ausschließlich von tieftriadischen Massenkalken gebildet wird. Daneben treten noch bis 20 cm große Komponenten aus leicht verwitterndem hellen und saurem Tuff auf.

Die Strömungsrichtung des Fluss-Systems war vermutlich von Süden nach Norden gerichtet, denn die etwa 2 km nördlich Pitios gefundenen Tuff-Gerölle dürften von dem Vorkommen stammen, welches südlich der heutigen Wasserscheide des Pitios-Tales, 2,4 km südwestlich des Ortes ansteht. Aus den nördlich des Tales gelegenen Gebieten ist kein derartiger Tuff bekannt.

Einen Hinweis auf das Alter dieser Schotter kann man mit Vorbehalt den Tuff-Geröllen entnehmen. Makroskopisch zeigt dieser Tuff nämlich große Ähnlichkeit mit Tuffmaterial aus Südost-Chios, das dort in eine Ton/Sand-Wechselfolge eingeschaltet ist und nach H. BESENECKER (BESENECKER et al., 1968) nicht jünger als Ober-Miozän sein soll (Ein petrographischer Vergleich steht noch aus!). Sollte sich zwischen beiden Tuffen eine Identität ergeben, ließe sich mit der "Datierung" folgendermaßen fortfahren: Das weitere Einschneiden der heutigen engen Schlucht (nördlich Pitios) neben dem früheren Tal steht wahrscheinlich in unmittelbarem Zusammenhang mit Bewegungen, die während des Ägäis-Einbruchs abliefen. Nach PFANNENSTIEL (1954) fand dieses Ereignis im Jung-Pleistozän statt. Somit bliebe für die Sedimentation der fluviatilen Ablagerungen

des Pitios-Tales ein zeitliches Intervall zwischen Ober-Miozän und Jung-Pleistozän bestehen.

QUARTÄR:

Unter feuchten klimatischen Verhältnissen, vermutlich während des Pleistozän, dürfte bevorzugt am Rande der triadischen Karbonat-Serie neben großer Schuttanlieferung die Bildung mächtiger Gehänge-Breccien (z.B. bei Kipouries, Fyta und Spartounta) durch Ver kittung der Komponenten mit kalkreichen Wassern erfolgt sein.

Möglicherweise zur gleichen Zeit wurden unter denselben klimatischen Bedingungen, besonders im Gebiet um den Pelinaion, größere Bergrutsche ausgelöst, da die relativ wasserundurchlässigen paläozoischen Schiefer als Gleithorizont für umfangreichere Kalk- und Dolomitmassen gewirkt haben dürften.

Talalluvionen, Strandablagerungen und Schuttfächer sind wahrscheinlich Bildungen des Holozän.

T E K T O N I K

=====

BAU-ELEMENTE IM HAUPTVERBREITUNGSGEBIET DES PALÄOZOIKUMS.

Nach Auffassung der früheren Bearbeiter verkörpert die Insel Chios eine Nord/Süd streichende Synklinale, zu deren mesozoischer Sedimentfüllung das beiderseits zutage tretende Paläozoikum die korrespondierenden Muldenflügel bildete oder, bezogen auf die begleitenden, mit metamorphen Kernen versehenen Antiklinalen (Psara im Westen, Oinoussai im Osten) deren Sattelflanken darstellte.

Zwar erkannte man einerseits den unterschiedlichen Aufbau dieser Flanken (z.B. PAECKELMANN, 1939, S. 342), hielt aber andererseits an der Modellvorstellung fest.

Einige der Autoren glaubten in der Serie paläozoischer Klastika Anzeichen verschiedener Faltungsphasen festgestellt zu haben. Die Problematik ihrer Beweisführungen

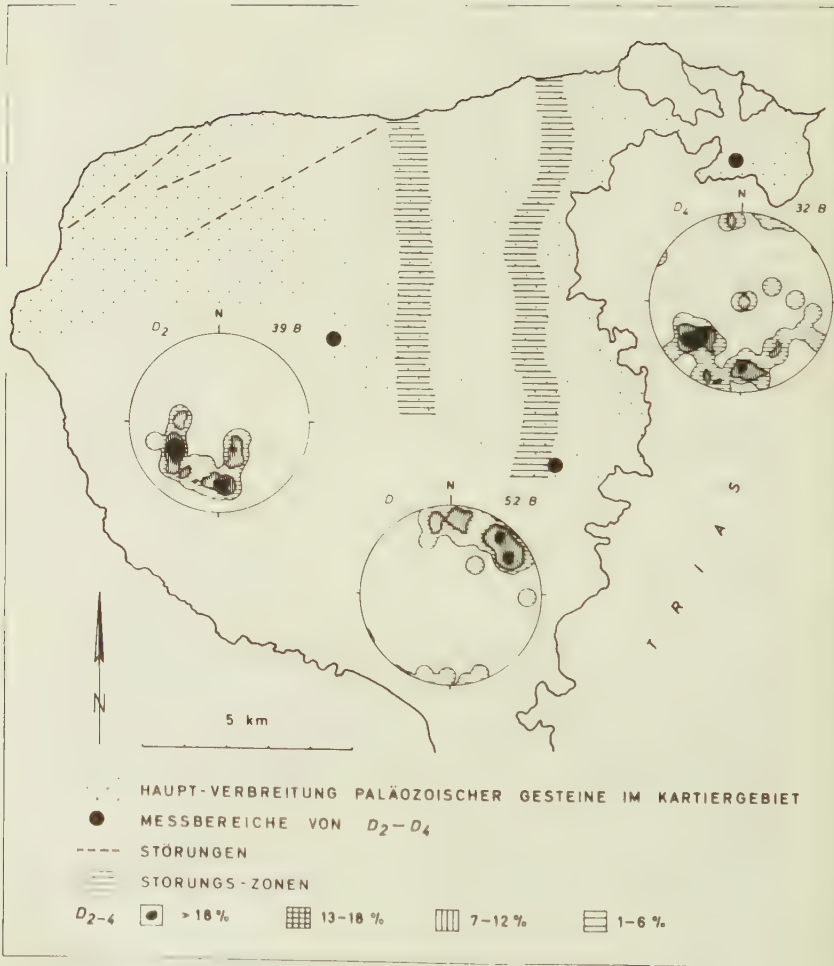


Abb. 36 Tektonische Elemente im Paläozoikum von Nord-Chios.

wurde bereits in den Kapiteln zur Kaledonischen und Variscischen Diskordanz beleuchtet.

Daß im Gebiet von Nord-Chios prä-mesozoische Krustenbewegungen stattgefunden haben, dürfte außer Zweifel stehen und wird nicht zuletzt durch die Transgression der (permo-)skythischen Basalkonglomerate sowohl auf Schichten des Llandovery als auch auf Sedimente des Visé verdeutlicht. Der Charakter dieser Deformationen ist allerdings schwierig zu erfassen.

Im westlichen, nicht scharf abzugrenzenden Bereich reagieren die Gesteine auf die verformenden Kräfte meist mit Zerschörung. Gleitlinsen verschiedener Dimensionen vertreten hier den vorherrschenden Gefüge-Typ (gut zu beobachten am Kap Melanios). Die gegenüber den Grauwacken inkompetenten Schiefer wurden oft tektonisch ausgequetscht und kommen daher im Gesamtbild kaum zur Geltung. Länger aushaltende Leithorizonte fehlen.

Im Ost-Teil des Gebietes überwiegen dagegen weiter gespannte Faltenstrukturen, die durch Grauwackenfolgen mit teils mehrere Meter mächtigen, gemeinhin kaum tektonisch ausgequetschten Schieferzwischenlagen aufgebaut werden.

Einige Anhaltspunkte über die Richtung der Deformation, welche den betrachteten paläozoischen Bereich erfasste, lassen sich z.B. aus der Orientierung der Achsen von Dezimeter-Falten in Kieselschiefern (Abb. 36: D_2 und D_4) und Grauwackenschiefern (Abb. 36: D_3) gewinnen. Dabei ist selbstverständlich zu berücksichtigen, daß jedes der Diagramme nur für einen eng begrenzten Teilbereich mit entsprechend hohem Genitätsgrad gilt.

Trotz ihrer räumlichen Entfernung weisen aber alle drei Diagramme (D_2 - D_4) zwei B-Kulminationen auf, von denen jeweils das deutlicher ausgeprägte Maximum in Nordost/Südwest-Richtung liegt, d.h. die Deformationsebene also Nordwesten-Südosten verlief. Untergeordnete B-Häufungen befinden sich in den genannten Diagrammen auf der Nord-süd-Linie, sprechen somit für eine Einengung auch in Ostwest-Richtung.

Eine zeitliche Abfolge dieser Teilbewegungen ließ sich nicht feststellen.

Nicht exakt festzulegen und schwer zu beurteilen sind zwei morphologisch negative mehr oder weniger Nord/Süd streichende, jeweils durch Vererzung markierte Zonen intensiverer Durchbewegung (s. Abb. 36).

Sie folgen in etwa den nach Norden entwässernden Tälern von Kambia bzw. Keramos und leiten in das Tal des Malangiotis bzw. das Tal von Potamia über, welche ungefähr die Verlängerung der beiden erstgenannten nach Süden darstellen. In der westlichen der beiden Zonen liegen in Nord/Süd-Richtung aufgereiht die Antimonit-Vorkommen des Keramos-Tales (vgl. hierzu HÖLL, 1966, Karte 2), während die östlichen durch das Auftreten metasomatischer Pb/Zn-Erze im Kalk von Agrelopos, ausgezeichnet ist.

Der Verlauf dieses Kalk-Zuges deckt sich fast mit dem der Zone stärkerer Verfaltung.

Die einzelnen Kalkvorkommen treten als Ost-fallende Platten jeweils am Ost-Hang der Talzüge auf. Ausnahmen bilden lediglich die kleinen Vorkommen beiderseits der Mündung des Kambia-Tales. Hier hat es den Anschein, als ob der Rhyolith von Ag. Pantos durch sein Aufdringen die Umgebung tektonisch etwas beeinflußt und damit die heutige Verteilung dieser kleinen Kalk-Vorkommen hervorgerufen hätte. Sollte es sich beim Kalk von Agrelopos um ein konkordant eingefaltetes Schichtglied handeln, müßte dieser, wenn man kein gleichmäßiges Auskeilen nach beiden Seiten annehmen will, wegen der Verfaltung des Gebietes auch in anderen Strukturen wieder auftauchen, zumal noch weit ältere Schichten zum Vorschein kommen. Dies ist aber nicht der Fall.

Da westlich des Agrelopos-Kalkes nur noch jüngere Gesteine als dieser bekannt sind, direkt in seinem Liegenden mit großer Wahrscheinlichkeit unterdevonische Sedimente anstehen und im Hangenden Gesteine des hohen Ober-Devon und Unter-Karbon mit tektonischem Kontakt folgen, verbleiben noch zwei Deutungsmöglichkeiten:

1. Der ober-silurische Kalk von Agrelopos bildet einen inversen Mulden-Flügel. Als Kern der korrespondierenden Mulde müßte, da der Agrelopos-Kalk generell nach Osten einfällt, das Devon/Karbon-Gebiet der Amani-Berge

im Westen angesehen werden, deren westlicher Flügel in Nord-Chios nicht mehr erscheint. Diese Groß-Mulde wäre dann an einer ebenfalls Ost fallenden "Falten-Abschiebung" (nach JACOBESHAGEN 1967) relativ gegenüber den devonischen und karbonischen Schichten östlich des Agrelapos-Kalkes hervorgetreten. Die Falten-Abschiebung selbst lag dann unmittelbar über dem Kalkzug.

2. Die einzelnen Platten des Kalk-Zuges sind, bei der Verfaltung von ihrer ursprünglichen Unterlage abgeschert und durch die jüngeren Deckschichten durchgespießt.

Zeugen jüngster Bewegungen im Paläozoikum könnten z.B. folgende Verhältnisse darstellen: Nördlich bis nordwestlich der Amani-Berge liegt ein relativ einheitliches Karbon-Gebiet, das anscheinend als in sich zerbrochene Scholle gegenüber dem vorherrschend aus oberdevonischen Sedimenten aufgebauten zentralen Amani-Bereich abgesunken ist. Für diese Annahme spräche auch die Verteilung eng begrenzter Breccien-Vorkommen des Ober-Karbon in zwei verschiedenen Höhenlagen.

Die Lage der Abschiebungsbahn wird möglicherweise durch eine etwa von Nenitouria nach Nordosten in Richtung Ayazmata verlaufende Linie markiert, die in der Höhen-schichten-Karte des Gebietes deutlich hervortritt. Da dieser morphologische Knick auch im Gefälle der Bach-Läufe angedeutet ist, könnte man annehmen, daß es sich um eine sehr junge, möglicherweise noch aktive Störung handelt.

DIE TEKTONISCHEN STRUKTUREN IM GEBIET DES MESOZOIKUMS:

In dem lebhaften Relief der östlichen Gebietshälfte spiegelt die Morphologie deutlich die Wechselwirkung von exogenen Kräften und lithologischen Gegebenheiten und damit indirekt den tektonischen Aufbau wider. Kennzeichnend sind monotrop südost-vergente Falten des Autochthon, über die der Einschub allochthoner Gesteine aus Norden erfolgte.

Lagerungsverhältnisse im Autochthon:

Definition: Zum Autochthon zählt die gesamte triadische Schichtfolge von der Basalen Serie bis hinauf zu den Mergelkalken der "Höheren Trias". Sie wurde auf den Seiten 61 bis 98 beschrieben.

Die Gesteine des Paläozoikums werden ebenfalls hierhin gestellt, mit Ausnahme der von Seite 98 bis 108 erwähnten und als Allochthon charakterisierten permokarbonischen Sedimente.

Bemerkungen zum Parautochthon:

In Nord-Ost-Chios wurde von KAUFFMANN (1967, S. 13 f.) neben Autochthon und Allochthon noch eine parautochthone Einheit mit folgenden Kriterien ausgeschieden:

- 1) Auftreten von Altpaläozoikum (Silur-Devon) bei weitgehend fehlendem klastischen Karbon.
- 2) geringe Mächtigkeit der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite bei voll ausgebildeter Bunter Serie.
- 3) Inverse Lagerung über 5 km horizontaler Erstreckung. Diesem Beispiel kann in Nord-Chios nicht gefolgt werden. Die unter 1) und 2) angeführten Charakteristika gelten hier auch innerhalb des Autochthons, und eine inverse Folge dieser Verbreitung ist nicht vorhanden.

Möglicherweise parautochthoner Natur sind aber mehr oder weniger isoliert auftretende tieftriadische Kalkvorkommen in der Umgebung des Dorfes Viki. Sie lassen die ansonsten deutlich wahrnehmbare Trennung in Basale Bankkalken und tieftriadische Massen-Karbonate vermissen - eine Besonderheit gegenüber den Autochthon-Gebieten - und erwecken zum Teil den Eindruck einer Verschleppung durch das darübergeglittene Allochthon. Ihre tektonische Zuordnung ist noch weitgehend unsicher.

Bei BESENECKER et al. (1968) wird für einen derartigen Komplex der Begriff "Schürflings-Gruppe" verwandt, der offen läßt, wie weit die Komponenten verfrachtet wurden. Auffällig ist seine enge topographische Bindung an das Allochthon.

Allgemeine Züge:

Die autochthone Schichtfolge zeichnet sich durch folgenden mehrmaligen Wechsel kompetenter und inkompetenter Serien aus:

- Kompetent: Dolomite und Kalke des Ladin
- Inkompetent: Tonschiefer und Mergelkalke der Bunten Serie
- Kompetent: Tieftriadische Massenkalken und Dolomite
- Inkompetent: Basale Bankkalken
- Kompetent: Basale Konglomerate
- Inkompetent: Paläozoische Klastika.

Hierbei wurden die paläozoischen Sedimente zu einer inkompetenten "Einheit" zusammengefaßt, was durch ihren hohen Schiefer-Anteil in dem betrachteten Gebiet sowie die nur dafür gültigen und recht weit gefaßten Homogenitätsbereiche der obigen Einteilung zu rechtfertigen ist. Im Hangenden der Ladin-Kalke anschließende tonreiche Bankkalken der "Höheren Trias" blieben unberücksichtigt, da sie tektonisch nicht weiter hervortreten.

Verschiedene Mobilitätsverhalten und unterschiedliche Formfestigkeit der genannten Komplexe diktieren somit den lokaltektonischen Baustil. Schlossen sich die kompetenten Stütz-Elemente und "Faltungsträger" in der autochthonen Schichtfolge, sei es primär durch Auskeilen einer inkompetenten Zwischenlage oder sei es infolge tektonischer Selektion (GALLWITZ 1956) enger zusammen, so reagierten die betroffenen Gebiete im Verlauf der Deformation oder bei erneuter Beanspruchung als versteifter, "homogener" Block, über dessen Rand die Gesteine der mobiler gebliebenen Bereiche "überquollen".

Als Beispiel hierfür kann die Bildung starrer "Klötze" im Oros-Gebiet und im östlichen Xerolimno gelten:

Mit dem Auskeilen der "Bunten Serie" nach Osten hin fehlt zwischen den kompetenten tieftriadischen Massenkalken und -dolomiten und den ebenfalls kompetenten Dolomiten und Kalken des Ladin ein auflockerndes inkompetentes Schichtglied. Es bildete sich ein geschlossener, nur von Bruch-Tektonik zerlegter Block triadischer Karbonat-Gesteine. Dessen Wirkung als massives Widerlager, gegen das die

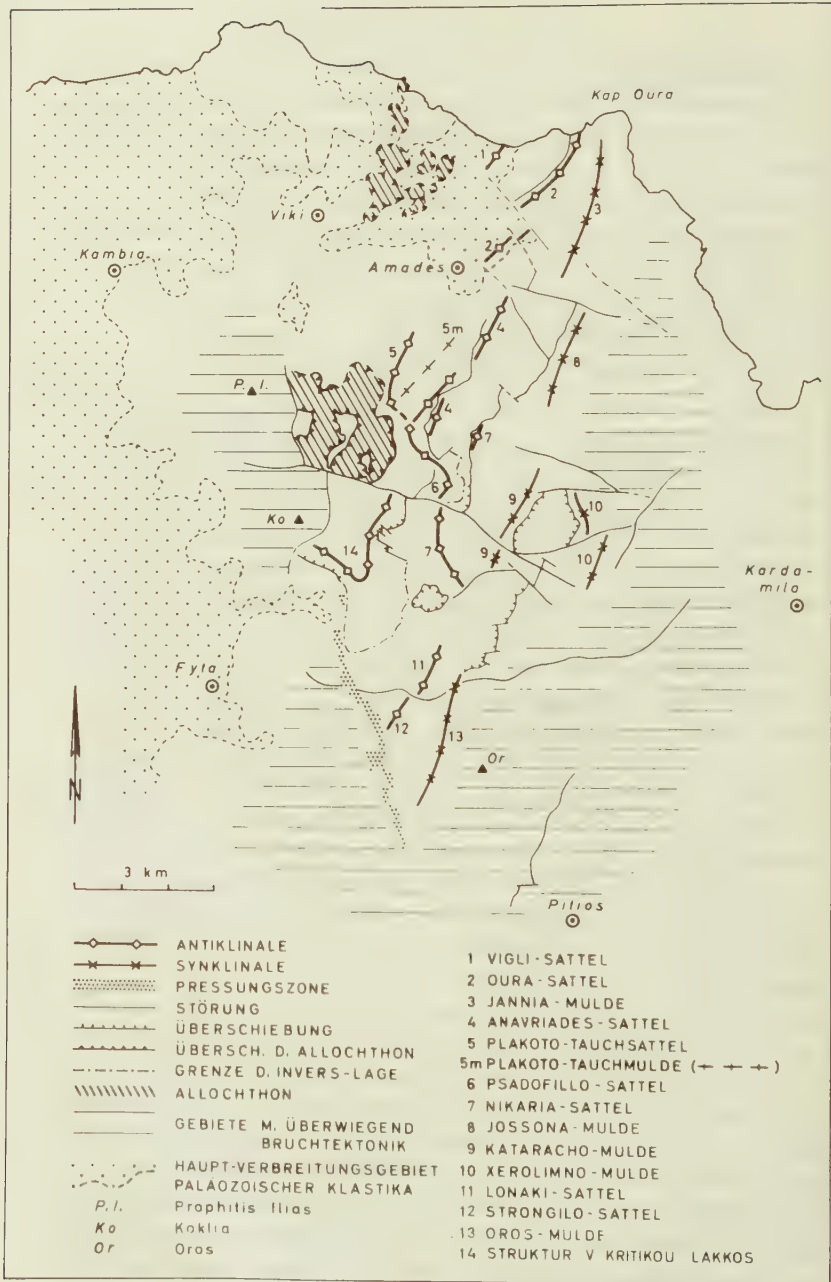


Abb. 37 Tektonische Skizze des östlichen Kartiergebietes.

Falten aus den mobileren Bereichen im Nordwesten anbrannten, wurde durch die generelle Mächtigkeitszunahme der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite nach Südosten zu noch gesteigert.

In den Gebieten, in denen die tieftriadischen Massenkalken und -dolomite vermutlich schon primär geringere Mächtigkeit besaßen, ändert sich der tektonische Stil. Die Anhäufung inkompetenter Schichten führte dort zu einer intensiveren Verfaltung der Gesteine.

Ausschlaggebend für die Verfaltung oder rupturale Deformation eines Bereiches war offensichtlich die Mächtigkeit der tieftriadischen Massenkalken und -dolomite. Dabei dürfte der kritische Bereich etwa zwischen 200 und 250 m gelegen haben. Wurde dieser Schwellenwert überschritten, dominierte Bruchtektonik, blieben die Mächtigkeiten darunter, trat meist mehr oder weniger intensive Faltung ein. Damit bildeten die tieftriadischen Massen-Karbonate einen entscheidenden Faktor im Deformationsbild des Autochthons.

Dieses wird von gemäßigt alpinotypen Strukturen geprägt, deren Beschreibung am zweckmäßigsten von Südosten her, aus den Gebieten der Bruchtektonik heraus nach Nordwesten, gegen die Vergenz aufsteigend, innerhalb des verfalteten Bereiches aber im Streichen der Bauelemente von Nordosten nach Südwesten erfolgt:

Den Ost-Rand des Kartier-Gebietes (vgl. Abb. 37), gemeint ist damit die Gegend des Oros und der östlich Xerolimno gelegene Bereich zwischen "Makri" und Jossona-Tal, kennzeichnen nur gegeneinander versetzte Schollen. Das Schichtfallen pendelt dabei im allgemeinen um Süd.

Erst im zentralen Teil des Xerolimno-Plateaus entstand als östlicher Vorbote der Faltung die ca. 1 km lange, NNE streichende

XEROLIMNO-SYNKLINALE (vgl. Abb. 37, Nr. 10):

Der am "Kardamilitiko Dromo" (Verbindungsweg von Fyta nach Kardamila) gelegene einzige Brunnen der Gegend steht genau im Struktur-Kern aus Mergelkalken der "Höheren Trias". Letztere liegen eingemuldet zwischen einem flach



Abb. 38 Die Jossona-Synklinale.

nordwestlich fallenden Normal- und einem senkrecht stehenden bzw. bis 50° nach Osten überkippten Inversflügel. Als älteste mitgefaltete Schichten erscheinen am West-Rand der Struktur Mergelkalke der Bunten Serie.

Nach Süden endet die Mulde in einem System sich kreuzender Nordwest bzw. Nordost streichender Störungen, während die Nord-Begrenzung der Synklinale durch eine Nordost streichende und steil nach Nordwesten fallende Schräg-Aufschiebung erfolgt. Nördlich davon vertreten die gehobenen und westwärts versetzten Mergelkalke der "Hohen Trias", die bislang das Innerste der Xerolimno-Struktur repräsentieren, gleichzeitig das jüngste Schichtglied der westlich anschließenden Kataracho-Synklinale (vgl. Abb. 37, Nr. 9). Auf welche Weise sich die Vereinigung der beiden Mulden-Elemente vollzieht, läßt sich nicht entscheiden, da der hierfür in Frage kommende Bereich von einem aus Westen überschobenen Gesteins-Komplex verdeckt wird.

Mit der Beschreibung des aus Jossona-, Kataracho- und Oros-Mulde (s. Abb. 37, Nr. 8, 9, 13) zusammengesetzten Synklinal-Zuges tritt man in die eigentliche Falten-Zone von Nord-Chios ein.

JOSSONA-SYNKLINALE (s. Abb. 38):

Diese Struktur steht am Anfang der genannten Mulden-Serie, welche als östliches, mehr oder weniger durchlaufendes Faltelement gleichsam den aufgebogenen West-Rand des ungefalteten Gebietes darstellt.

Streng genommen müßte bereits das von ladinischen Dolomiten bedeckte Areal südlich der Lokalität Ambelos mit in die Betrachtung einbezogen werden. Für eine zu vermutende Synklinal-Stellung der Schichten finden sich dort jedoch kaum Anhaltspunkte. Lediglich bei Höhe 588 m, westlich Jossona, lieferten Fallwerte positive Argumente, während im Norden, nahe Ambelos, nur flaches Ostfallen festzustellen ist.

Die Jossona-Struktur im engeren Sinne setzt "schlagartig" erst südlich einer von der Lokalität Kelia im Westen fast

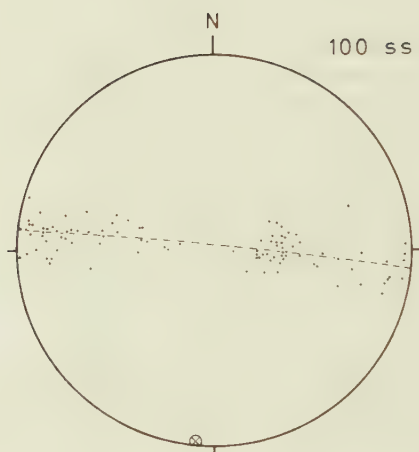


Abb. 39 Flächenpol-Diagramm der
Jossona-Synklinale.

gradlinig nach Jossona hinüberstreichenden Störung im Gebiet des "Piso Rachi" ein: ,

In dem flach westwärts einfallenden Normal-Flügel ruhen die hauptsächlich an ihrem Aufbau beteiligten Ladin-Dolomite und Mergelkalke der Bunten Serie auf einer mächtigen Basis tieftriadischer Kalke und Dolomite, in die das Jossona-Tal eingeschnitten wurde. Von dieser ausgehend schwingen sie nach Westen steil empor und formieren sich schließlich zu einer ostwärts überkippten Synklinale, deren Vergenz gemäß der Annäherung an einen Bereich intensiverer Einengung von Norden nach Süden zunimmt.

Obwohl das Streichen der Struktur anfangs stärker nach Nordosten orientiert ist, beträgt es in ihrem Süd-Teil nur noch 004° (s. Abb. 39).

Die den Mulden-Kern bildenden Ladin-Dolomite ziehen sich als hangparalleler, durch schütterten Pinienbewuchs ausgezeichneter Streifen zwischen 600 und 700 m über NN im Ost-Abhang des Elovouno nach Süden. Zwar ist schon kurz nach dem Einsetzen der Synklinale im Norden steile und inverse Lagerung des West-Flügels festzustellen, die Umbiegung der Schichtglieder kann jedoch erst in ihrem Süd-Teil beobachtet werden, wo sie in den vom Elovouno nach Osten herabführenden Erosionsrinnen gut aufgeschlossen ist (s. Abb. 38). Gleichzeitig wird hier deutlich, daß die Dolomite des Mulden-Kerns infolge ihrer Ummantelung durch mobile Mergelkalke sowie durch ihre Hanglage in eine recht labile Position gerieten. Die zu vermutende stärkere Wasserführung an der fast horizontal gelegenen Grenzfläche von klüftigem Dolomit und nicht leitenden Mergelkalken dürfte in Regenzeiten nicht unwesentlich zur Ausbildung eines "Gleit-Horizontes" in diesem Niveau beigetragen haben. Dadurch wurde das Abrutschen selbst größerer Dolomit-Massen begünstigt, deren Zusammenhalt wegen der ausgeprägten Klüftung ohnehin gering war. Sie glitten über die Mergelkalke der Bunten Serie talwärts und fingen sich oft erst an der Oberkante der tieftriadischen Massen-Karbonate (vgl. Abb. 38).

Von den im Normal-Flügel fast völlig von Schutt verhüllten Gesteinen der Bunten Serie blieb dann zumeist nur das Band roter Schiefer sichtbar, welches unmittelbar



Abb. 40 Kataracho-Synklinale mit überschobenem Komplex aus Mergelkalcken des Anis und Ladin-Dolomiten.

im Hangenden der tieftriadischen Massenkalke und -dolomite folgt.

Als ältestes Schichtglied treten im Invers-Flügel nur noch die anisischen Mergelkalke auf, während sowohl die tieftriadischen Massen-Karbonate als auch der rote Leit-horizont im Liegenden der Bunten Serie an einer relativ flach gegen die Vergenz geneigten Falten-Abschiebung unterdrückt werden. Diese Störung begleitet die Jossona-Mulde auf ihrer gesamten Länge und grenzt sie im Westen gegen ladinische Algen-Kalke ab, welche das jüngste Schichtglied der Anavriades-Antiklinale (vgl. Abb. 37, Nr. 4) bilden.

Mit dem Normal-Flügel der Jossona-Mulde klingt die Faltung nach Osten aus.

Für den weiteren Verlauf der "Randaufbiegung" des ungefalteten Gebietes im Osten wird südlich des Jossona-Tales ein neues tektonisches Element richtungsweisend:

DIE SYNKLINALE DES KATARACHO

Ihr Streichen von 16° (vgl. Abb. 41) weicht jedoch nur wenig vom bisherigen Kurs ab. Praktisch entwickelt sie sich aus der Jossona-Mulde, wobei die Mergelkalke der Bunten Serie das verbindende Schichtglied darstellen. Auch die Normal-Flügel der beiden Strukturen sind weitgehend ident und ihre Trennung beruht im wesentlichen auf dem Einschnitt des Jossona-Tales. Allerdings ist das Spektrum der am Aufbau beteiligten Schichtglieder in der Kataracho-Mulde etwas breiter gestreut, denn während bei der Jossona-Struktur bereits Ladin-Dolomite das Kernstück bildeten, übernehmen am Kataracho die tonreichen Kalke der "Höheren Trias" diese Position.

Der geeignetste Standpunkt für das Studium der Lagerungsverhältnisse befindet sich am Ost-Hang des schon mehrfach erwähnten Eliovouno (s. Abb. 40); besonders deutlich erscheint, von hier aus betrachtet, die Ost-Vergenz der Struktur durch das Umbiegen der Schichten innerhalb der Algen-Kalke des Ladin. Man erkennt aber auch, daß der ausgequetschte Invers-Flügel in einer Überschiebung aufgeht. Entlang dieser Bahn, die im westlichen Kataracho-Steilhang mit 12° nach ESE einfällt, wurde bereits ein

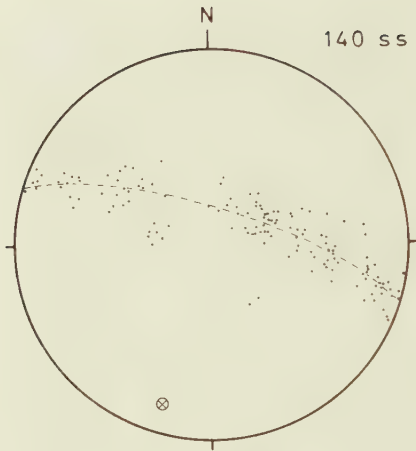


Abb. 41
Flächenpol-Diagramm der Kataracho-Synklinale.

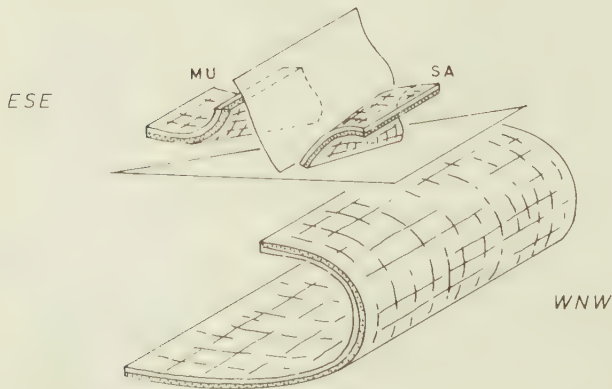


Abb. 42 Modell der Kataracho-Synklinale mit überschobenem Komplex, der sich in einen Sattel-Anteil (SA) und einen Mulden-Anteil (MU) gliedert.

gefalteter und gestörter Komplex aus Mergelkalken der Bunten Serie und stratigraphisch über denen folgenden Ladin-Dolomiten transportiert, der heute die Gipfel-Region des Kataracho aufbaut.

Bei der Analyse dieser überschobenen "Einheit" (zweckmäßigerweise vom Ost-Hang des Kranos aus) stellt man fest (s. Abb. 43), daß ein Antiklinal-Relikt (SA - im Westen) mit dem Rest einer Mulden-Struktur (MU - im Osten) gemeinsam verfrachtet wurde. Die Trennung der beiden Überbleibsel erfolgt durch eine etwa Nord/Süd streichende, mehr oder weniger stark nach Westen geneigte, verbogene Abschiebung oder Falten-Abschiebung, die sich nicht unter der Überschiebungsbahn des Gesamtkomplexes fortsetzt.

Im östlichen Bereich des Kataracho ruht Ladin-Dolomit des überschobenen "Einheit" auf tonreichen Bankkalken der "Höheren Trias", d.h. dem leicht nach Osten ausgepressten Kern der Kataracho-Mulde. Der Zusammenhang dieser höher triadischen Bankkalke mit denen in der Xerolimmo-Struktur ist sehr wahrscheinlich, denn beide entwickeln sich in ihrem Ost-Flügel aus denselben ladinischen Algen-Kalken und sind lediglich an einer bereits erwähnten Schräg-Aufschiebung gegeneinander versetzt. Da sie sich, randlich unter dem überschobenen Komplex hervorsehend, bis in den Kern der Kataracho-Mulde hinein verfolgen lassen, wurde eine Verschmelzung der beiden Synklinal-Elemente in dem durch die überschobene Masse verdeckten Bereich angenommen (vgl. S. 129).

Am West-Hang des Kataracho folgen unter anisischen Mergelkalken dieser Überschiebungs-Masse, je nach Fortschritt der Erosion in östlicher Richtung, von Norden nach Süden: Algen-Kalke des Ladin, Ladin-Dolomite und schließlich ebenfalls anisische Mergelkalke der Bunten Serie.

Die Überschiebungsbahn selbst ist, soweit sie über Kalke und Dolomite des Ladin führt, gut zu verfolgen und nur in den vom Kataracho nach Westen abfallenden Erosionsrinnen z.T. überschottert. Weiter südlich aber, wo in dem morphologischen Sattel zwischen Kataracho und

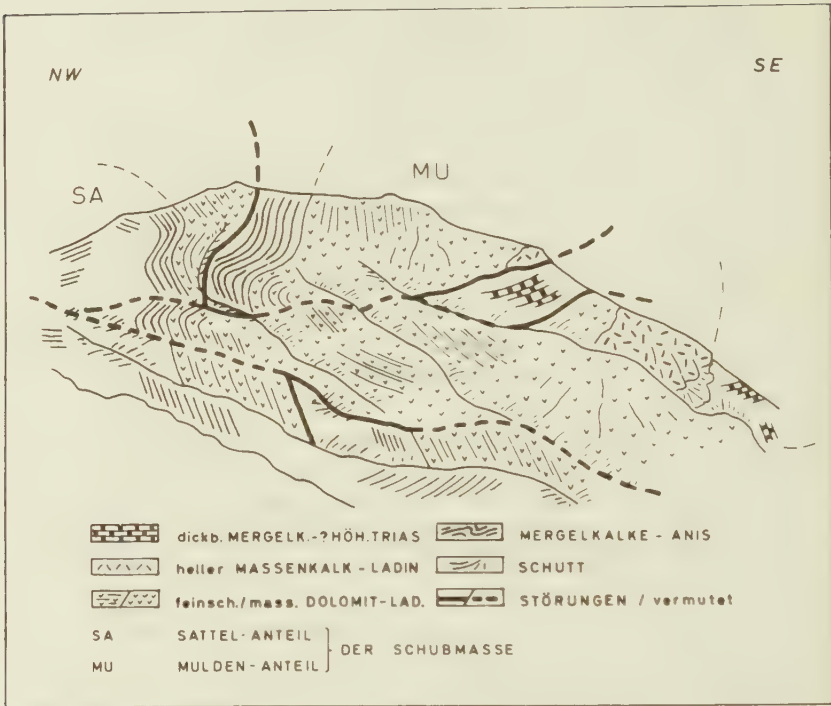


Abb. 43 Der auf die Kataracho-Synklinale überschobene Komplex, vom Kranos aus gesehen.

"Tragovouni" die Anis-Mergelkalke des überkippten Mulden-Flügels an die normal gelagerten des Überschiebungskomplexes grenzen, läßt sich ihr Verlauf nur noch innerhalb einer nach Südosten über das Joch hinwegführenden Zone vermuten. Die beiden aneinanderstoßenden, gleichaltrigen Mergelkalke lassen sich aber keinesfalls etwa zu einem weit übergreifenden Invers-Flügel zusammenfassen.

Im Norden fällt die Abgrenzung der überschobenen "Einheit" größtenteils mit einer Ost/West streichenden und steil südwärts geneigten Abschiebung von nur wenigen Metern Sprunghöhe zusammen, während als Südgrenze die Verlängerung der Schräg-Aufschiebung angenommen wird, welche bereits die Xerolimno-Mulde im Norden abschnitt.

Das Herkunftsgebiet dieses Komplexes wird weiter westlich vermutet, doch können über dessen genaue Lage und Förderweite keine Angaben gemacht werden.

Noch zur Kataracho-Synklinale zu rechnen, bzw. als deren unmittelbare Fortsetzung nach Süden anzusehen, sind Ladin-Dolomite und Mergelkalke der Bunten Serie in Muldenstellung, welche den bei den Hirten als "Tragovouni" bekannten Hügel aufbauen. Es handelt sich dabei lediglich um einen Synklinalseil, der südlich einer auf längere Erstreckung zu verfolgenden, ungefähr ESE/WNW streichenden Störung relativ angehoben wurde, aber durch die anisischen Mergelkalke die Verbindung zum Hauptteil der Struktur behielt (vgl. Abb. 47).

Vom Anfang an begleitet die Kataracho-Mulde im Westen ein Antiklinalelement, welches nach seiner Entwicklung zum "Sattel von Nikaria" (vgl. S. 144) schließlich auch für deren weiteren Verlauf nach Süden bestimmend wurde: Der Hangend-Schenkel dieses Elements wurde im Gebiet des Kranos im Niveau der Bunten Serie abgeschert und schob sich nach Osten über den Kernbereich der Mulden-Zug, welche die Randaufbiegung des ungefalteten Bereiches darstellt.

Ietztere kommt erst südlich des Kranos im Ost/West verlaufenden Abschnitt des Amethounta-Tales, östlich der Lokalität Lonaki wieder zum Vorschein und wird vertreten

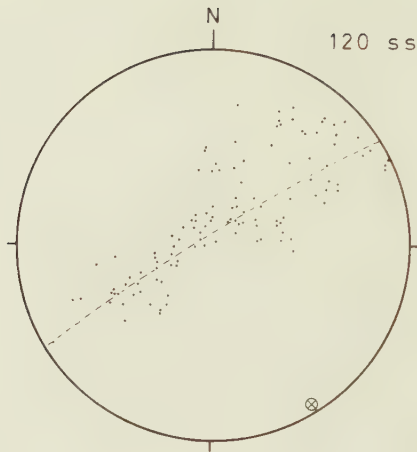


Abb. 44

Flächenpol-Diagramm
der Nikaria-Antiklinale.

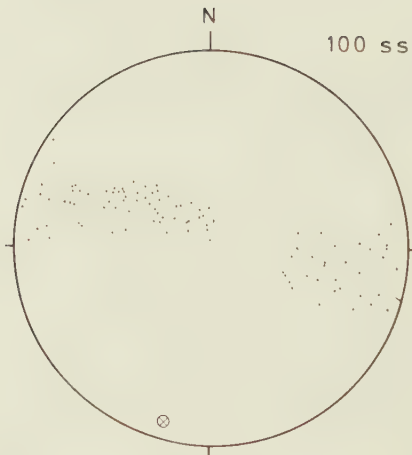


Abb. 45

Flächenpol-Diagramm
der Oros-Synklinale.

durch die

OROS-SYNKLINALE (s. Abb. 37 und 45):

Auffallend an dieser ca. 10° streichenden Mulden-Struktur ist der breit nach Osten in das faltungsfreie Gebiet auslaufende, mächtige Normal-Flügel. An ihn legt sich, gleich einer aufgebogenen Hutkrempe, mit scharfem Knick, der im Norden noch steil, im Mittelteil sehr flach (26°) und im Süden wieder steiler nach Westen einfallende Invers-Flügel. Dieser besteht vorwiegend aus Mergelkalken der Bunten Serie und Ladin-Dolomiten. Inwieweit sich auch die Algen-Kalke des Ladin am Aufbau beteiligen, konnte wegen deren massiger Ausbildung nicht festgestellt werden.

Etwa 1,2 km WSW' des Oros-Gipfels und ca. 1 km südlich des Troulia-Hügels folgen über mittelsteil nach Westen einfallenden anisischen Mergelkalken noch massige Dolomite der tiefen Trias. Im allgemeinen wurden die Schichtglieder im stratigraphisch Liegenden der Bunten Serie zwar jeweils zur korrespondierenden Antiklinal-Struktur geschlagen, da aber hier, durch einen an zwei Nordwesten streichenden Störungen eingebrochenen Teil des Normal-Flügels des Strongilo-Sattels, die Verbindung mit dessen Invers-Schenkel unterbrochen ist, können sie genauso gut als ältestes Schichtglied im Invers-Flügel der Oros-Mulde aufgefaßt werden.

Die jüngsten Gesteine dieser Struktur sind die ladinischen Algen-Kalke. Zwar haben sich ca. 600 m südöstlich des Oros-Gipfels in einem Störungszwickel noch tonreiche Bankkalke der "Höheren Trias" erhalten; diese können aber nicht mehr als Mulden-Innerstes bezeichnet werden, sondern gehören bereits zum ungefalteten Bereich.

Während der Synklinal-Charakter im Norden der Struktur klar zum Ausdruck kommt, verliert er sich an ihrem Süd-Ende, dort wo die Oros-Mulde nördlich des als "Mesovouno" bezeichneten Gebietes frei im Südwest-Hang des Oros ausstreicht.

Nach Nordosten über das zwischen Oros und Mesovouno von Pitios heraufziehende Tal hinwegblickend (s. Abb. 46) erkennt man im Westen anisische Mergelkalke und Ladin-Dolomite des Invers-Schenkels der Oros-Synklinale. An diese



Abb. 46 Tektonische Verhältnisse am Süd-Ende der Oros-Mulde.

schließen sich im Osten eingefaltete Kalke an, deren Habitus am ehestens den tonreichen Kalken der "Höheren Trias" entspricht. Da sich diese Kalke nun einerseits (z.B. im Westen und im Vordergrund von Abb. 46) kontinuierlich aus Dolomiten des Ladin entwickeln, andererseits in dunkle ladinische Algenkalke überleiten (z.B. im Mittelgrund der Abb. 46) erscheint es möglich, daß die Algen-Kalke des Ladin hier - lokal begrenzt - bereits in der Fazies der tonreichen Bankkalke, wie sie die "Höhere Trias" charakterisieren, vorliegen und eingemuldet wurden.

An einer recht flach nach ENE einfallenden Störung senkte sich der gesamte Mulden-Komplex des Oros gegenüber tieftriadischen Dolomiten des ungefalteten Bereiches relativ nach Nordosten ab. Die Abschiebung verläuft etwa im Niveau des von Pitios nach Fyta führenden Pfades und wird südwestlich des Oros durch zwei aufgeschleppte Fetzen von Mergelkalken der Bunten Serie markiert. Gleichzeitig spitzt in dem erwähnten Gebiet die nord-chiotische Falten-Zone zwischen den zwei scherenartig umfassenden, ungefalteten Blöcken mit mächtig entwickelten tieftriadischen Dolomiten aus (vgl. Abb. 37).

Gegen die Vergenz fortschreitend entwickelt sich aus der dem ungefalteten Gebiet westlich vorgelagerten Mulden-Serie eine gleichsinnig streichende Antiklinal-Zone, die im Kartenbild meist durch den Ausstrich der tieftriadischen Massen-Karbonate kenntlich wird, aber in einzelnen Struktur-Kernen bis in das Paläozoikum hinabreicht. Ihre Haupt-Elemente sind die Antiklinalen von Nikaria, Lonaki und Strongilo (vgl. Abb. 37, Nr. 7, 11, 12).

Im Norden fällt die Sattel-Zone kaum auf. Zwar kommen in dem zerstückelten Gebiet südlich der Lapathou-Bucht sogar Quarz-Konglomerate der Basalen Serie zum Vorschein, als Antiklinal-Element kann diese flache, nach Süden ansteigende Wölbung aber nicht bezeichnet werden, zumal sich ihre Konturen in der angegebenen Richtung immer mehr verwischen.

Erst am Süd-Hang des Eliovouno taucht plötzlich ein neues Formelement mit Antiklinal-Charakter auf:

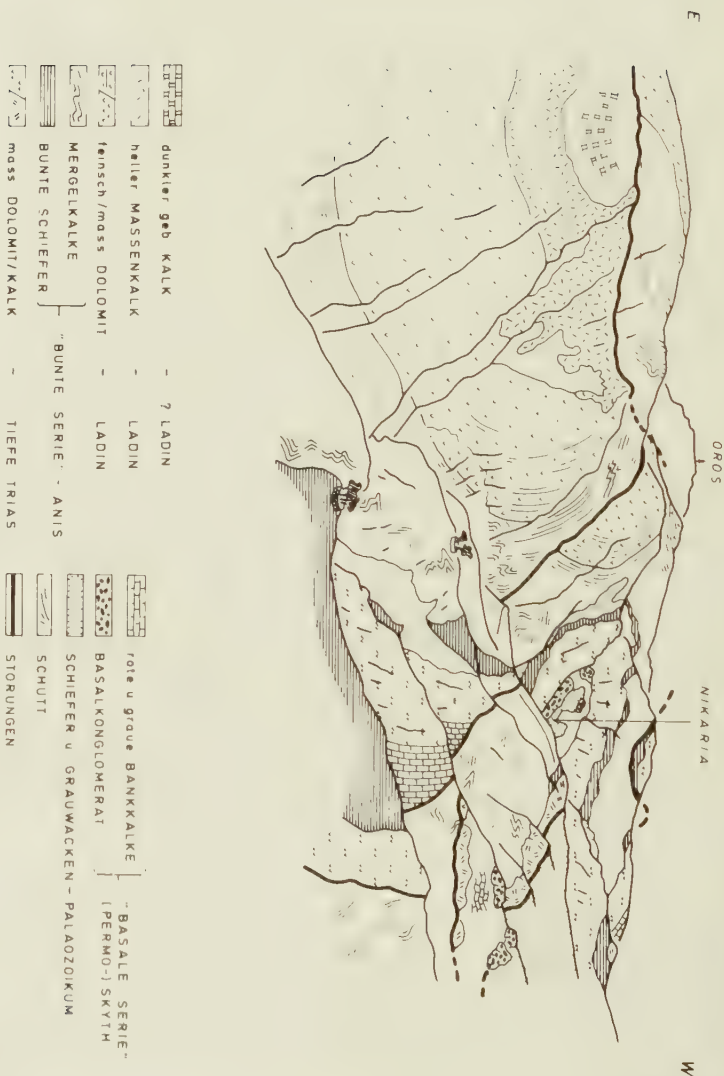


Abb. 47 Tektonischer Bau des Gebietes zwischen Eliovouno und Nikaria.

DER NÖRDLICHE AUSLÄUFER DES NIKARIA-INVERS-SCHENKELS.

Durch eine mit $45-60^{\circ}$ nach Westen einfallende Falten-Abschiebung gegen die anisischen Mergelkalke des Ost-Schenkels der Anavriades-Antiklinale (vgl. Abb. 37, Nr. 7) abgegrenzt, zieht er sich als leicht um die Saigerstellung pendelnder Streifen tieftriadischer Dolomite nach Süden. Diese werden im Hangenden durch das markante rote Letten-Band der Bunten Serie und die stratigraphisch über ihm folgenden Mergelkalke begleitet. Letztere vermitteln nach Osten zur Kataracho-Mulde.

Beim Überqueren des ungefähr Ost/West verlaufenden Krio Nero-Tales biegt die Falten-Abschiebung erosionsbedingt so weit nach Westen aus, daß unter den tieftriadischen Massen-Karbonaten noch etwa 100 m mächtige Bankkalke der Basalen Serie sichtbar werden, die sich an beiden Talflanken hinaufziehen. Nördlich und südlich des Tales, dort wo die Schnittlinie der Falten-Abschiebung mit der Morphologie wieder weiter nach Osten zurückschwingt, verschwinden sie jedoch unter Mergelkalken der westlich anschließenden Struktur (vgl. Abb. 47).

Nach Süden verschmälern sich die tieftriadischen Massenkalken und -dolomite zusehends, was seine Ursache in einer Verflachung der nach Westen geneigten Falten-Abschiebung hat. Ca. 600 m nördlich der Lokalität Nikaria nämlich nimmt die genannte Falten-Abschiebung allmählich den Charakter einer fast horizontal verlaufenden Überschiebung an, an der anisische Mergelkalke aus dem Invers-Schenkel des westlich anschließenden Sattels von "Psadofillo" bis auf die roten Letten des vom Eliovouno heranziehenden Nikaria-Ausläufers übergreifen. Dabei wurden die tieftriadischen Massen-Karbonate völlig verdeckt (vgl. Abb. 60).

Wenn auch dadurch in deren Verlauf eine kurze Unterbrechung eintritt, lassen sich doch beide Horizonte der Bunten Serie ohne größere Komplikationen in den inversen Ost-Schenkel des Nikaria-Sattels hineinverfolgen und liefern damit den Beweis für die Zusammengehörigkeit der beiden Formen-Elemente.

ANTIKLINALE VON NIKARIA (s. Abb. 37, Nr. 7):

Dieser vom "Kardamilitiko Nero" quer durchschnittene Sattel fällt gegenüber den anderen in Nord-Chios vorhandenen Strukturen des Autochthons aus dem Rahmen, denn, er biegt in seiner Nord-Hälfte noch nach Norden orientiert, im Süd-Teil mit einem Streichen von 150° in die Nordwest/Südost-Richtung um (vgl. Abb. 46). Demzufolge ist auch die im Süden stärker ausgeprägte Vergenz (Invers-Lage) nach Nordosten gerichtet.

Der Kern wird von nicht näher datierten paläozoischen Schiefern und Sandsteinen gebildet. Ihn umschließen Quarz-Konglomerate der Basalen Serie, die vor allem im überkippten Schenkel als mächtige Rippe erscheinen, im Normal-Schenkel, z.B. südlich des Kardamilitiko Nero aber ebenfalls, durch einige kleine Vorkommen angedeutet sind.

Im Nord-Teil der Antiklinale wurde der Kernbereich auf eine steil nach Westen anfallende Rippe Basaler Quarz-Konglomerate reduziert. Deren Position übernehmen infolge einer quer zum Streichen der Struktur verlaufenden nach Norden gerichteten Abschiebung im nördlichsten Drittel des Sattels die Basalen Bankkalke, welche ansonsten nur sporadisch und vorwiegend im Invers-Schenkel der Struktur aus dem Schutt auftauchen. Letzterer entstammt hauptsächlich den Dolomiten der Tiefen Trias, die, aus dem steil nach Westen einschiebenden Invers-Schenkel in einen flach westwärts geneigten Normal-Schenkel einschwingen. Ihre Umbiegung ist in dem von Nikaria nach Südosten zum Kranos aufsteigenden Seitentälchen aufgeschlossen und mit einem allerdings kaum merklichen Scheitelbruch ausgestattet.

Die roten Letten der Bunten Serie sowie die über ihnen gelegenen Mergelkalke folgten der Bewegung der tieftriadischen Massen-Karbonate im Hangenden. Dabei fiel der rote Leithorizont der Bunten Serie in dem zum Kranos hinaufführenden Tälchen an einer Nordost/Südwest verlaufenden Störung, die den Nikaria-Sattel im Südosten abschneidet, auf ca. 200 m aus, ebenso in dessen Südwest-Teil, ca. 300 m südwestlich Nikaria. Größere Flächen nehmen die roten Letten erst wieder in der Gegend zwischen

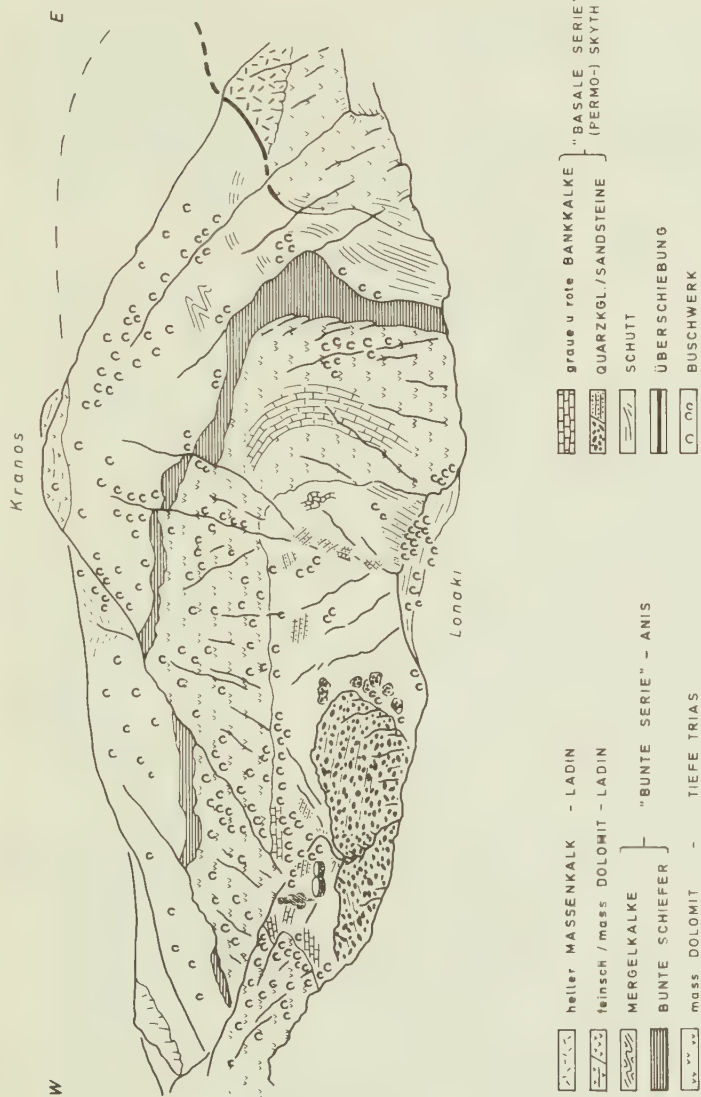


Abb. 48 Die Antiklinale von Lonaki.

Amadokopo und Jemeno Nero ein, wo sie als Komponenten des flach westwärts einfallenden Normal-Schenkels relativ breit ausstreichen. Mergelkalke haben sich dort aber nur in kümmerlichen Resten erhalten.

Das nächst südlichere Formen-Element dieses Antiklinal-Zuges erscheint im Süden des Kranos als

ANTIKLINALE VON LONAKI (s. Abb. 37, Nr. 11 und Abb. 48): Diese Struktur dürfte trotz ihres Streichens von 23° (vgl. Abb. 49) die unmittelbare Verlängerung des Nikaria-Sattels (Streichen 330°) darstellen.

Vom Amethounta-Tal in Ost/West-Richtung durchschnitten, verkörpert sie, ausgehend von ihrem Kern aus Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie bis in die tieftriadischen Dolomite mit ihrer Hülle aus roten Letten der Bunten Serie hinauf, den Typ eines einfachen, ost-vergenten Sattels mit flachem West- und steil gestelltem bis leicht überkipptem Ost-Schenkel. Im Niveau der Tieftriadischen Dolomite ist dieser allseitig geschlossen.

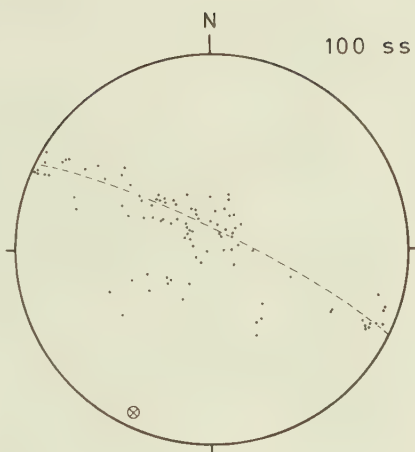
Die Mergelkalke der Bunten Serie allerdings wurden, wo der steilstehende Ost-Schenkel das Amethounta-Tal quert, zwischen tieftriadischen Dolomiten und Dolomiten des Ladin in ihrer Machtigkeit zunächst stark reduziert, dann im Gebiet des Kranos, nordöstlich Lonaki, etwa im Scheitelpunktbereich der Antiklinale an einer Hol-Fläche abgeschert und schoben sich nach Osten bis auf ladinische Algenkalke des ungefalteten Gebietes vor. Das dazwischenliegende Synklinal-Element der "Randaufbiegung" wurde dabei überfahren.

Am Zustandekommen dieser Abscherung waren die inkompetenten Mergelkalke der Bunten Serie wahrscheinlich nur passiv beteiligt, während die eigentliche Ursache eher in den kompetenten Ladin-Gesteinen darüber vermutet werden kann, von denen nur noch eine kleine Kappe ladinischer Dolomite am Kranos erhalten blieb. Durch diese "Verschaltung" gelenkt, drängten nach der Auslösung der tektonischen Spannungen infolge Abscherung die Mergelkalke in den Bereich größter Druckentlastung nach.

Der maximale Überschiebungsbetrag mit etwa 300 m wurde

Abb. 49

Flächenpol-Diagramm
der Antiklinale von
Lonaki. Die Streu-
werte in der Süd-
Hälfte des Diagramms
werden durch eine
jüngere Störung ver-
ursacht.



NW

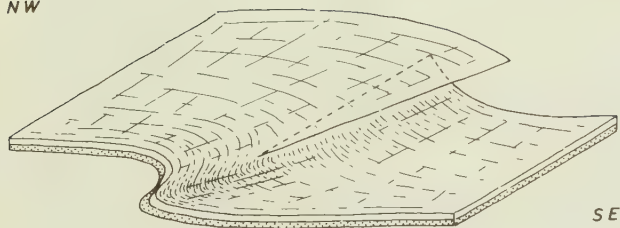


Abb. 50 Modell der Antiklinale von Lonaki.

offensichtlich nordöstlich des Kranos erreicht, während er sich nach Süden verringerte und im Gebiet 200 m östlich Lonaki gegen Null geht, da die Überschiebung hier in eine Überfaltung ausläuft (vgl. Abb. 48). Gleichzeitig erkennt man an dieser Stelle gut die nach Osten zur Überschiebung, also zu dem Bereich der Druckentlastung hin ausgestülpte Nase aus roten Letten der Bunten Serie.

Die Dolomite des Ladin fallen im Osten des betrachteten Gebiets gleichsinnig unter die anisischen Mergelkalke ein, obwohl sie deren stratigraphisch Hangendes (Kontakt ungestört) darstellen. Somit können sie zum Invers-Flügel der weiter nördlich bereits zugeschobenen "Randaufbiegung" gerechnet werden, zumal sie nach Osten in den ungefalteten Bereich überleiten.

Die Fortsetzung des Lonaki-Sattels nach Süden in den Strongilo-Sattel läßt sich ohne Schwierigkeiten ermitteln, gegen den er an einer vom Makri im Osten bis zum Charkos im Westen durchziehende Abschiebung um ca. 200 m nach Norden relativ gesenkt ist.

ANTIKLINALE VON STRONGILO (vgl. Abb. 37, Nr. 12 und Abb. 51):

In ihrem Kern treten, teils stark überschottet, braune Schiefer und Grauwacken mit einem Kalkvorkommen des Visé (vgl. S. 51) zutage.

An der Peripherie der ältesten aufgeschlossenen Schichten liegen vereinzelt Rippen von Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie, die im Osten der Struktur steil ostwärts, im Nordwesten und Südwesten dagegen mittelsteil nach Westen einfallen.

Die restlichen Glieder der Schichtfolge sind am Nord-Hang des Troulia-Hügels (vgl. Abb. 51), der durch den Süd-Teil des Strongilo-Sattels aufgebaut wird, aufgeschlossen.

Mit der im Osten anschließenden Oros-Mulde steht die ca. 30° streichende Antiklinale von Strongilo in engem Zusammenhang, denn in ihrem Scheitelbereich sind zwei flach westwärts geneigte, nach NW orientierte Scherflächen zu erkennen. Diese entstanden, als der Widerstand des

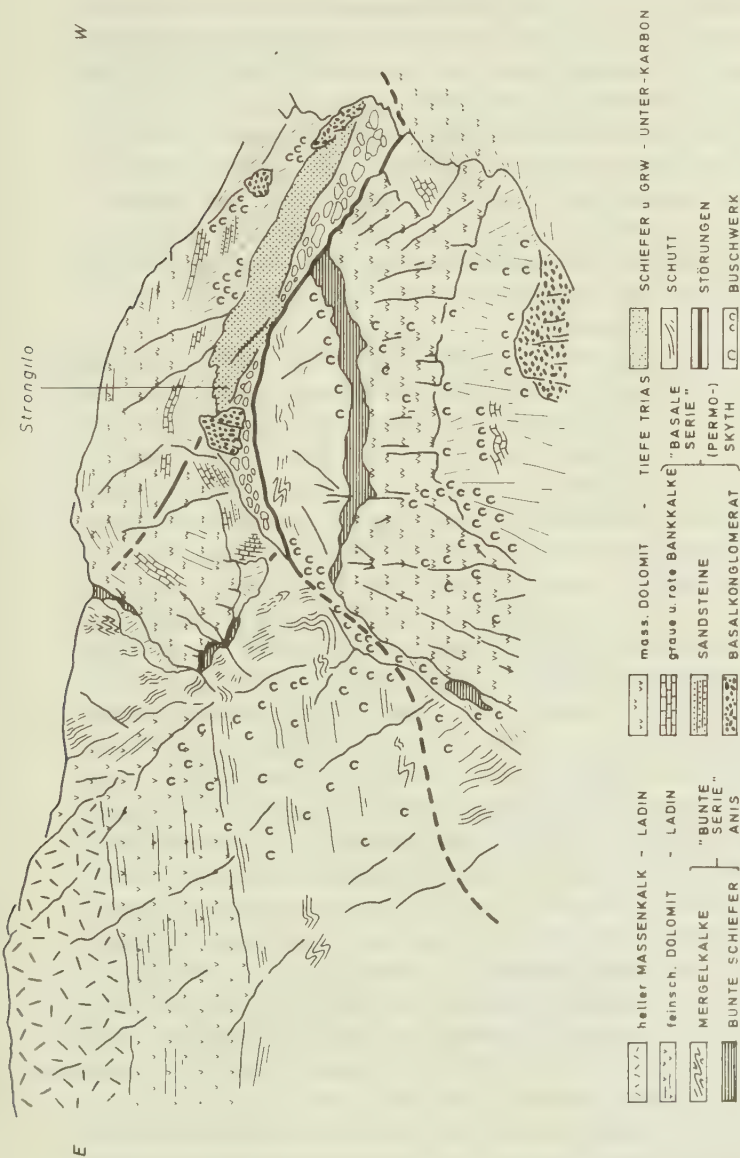


Abb. 51 Tektonischer Bau des Gebietes von Amethounta/Strongilo.

relativ starren und als Widerlager wirkenden Oros-Gebietes (vgl. S. 125) nach Aufbiegen seines Nordwest-Randes größer als der Scherwiderstand innerhalb der tieftriadischen Massen-Karbonate des aus Nordwesten vorrückenden Strongilo-Sattels wurde. Damit ging in ihm die anfänglich Falten erzeugende Bewegung auf die Scherflächen über. Entlang der neugebildeten Bahnen glitten dann die entsprechenden Teilstücke der tieftriadischen Massen-Karbonate nach Osten vor und bohrten sich noch etwas in ihr Hangendes, die inkompetenten anisischen Mergelkalke, hinein. Letztere werden hier der Klarheit wegen zur Oros-Mulde gerechnet.

Während die Strukturen von Nikaria und Lonaki im Niveau der tieftriadischen Massen-Karbonate um ihren Kern praktisch allseitig geschlossen waren, ist das beim Strongilo-Sattel nicht mehr der Fall: Er bleibt nach Nordwesten und Westen geöffnet. So wird er im Nordwesten vermutlich durch eine größtenteils unter Schutt verlaufende Störung gegen Mergelkalke der Bunten Serie abgegrenzt. Diese können zwar in ihrem unteren Bereich durchaus noch als Bestandteile des Normal-Schenkels der Strongilo-Antiklinale gelten, aber nach oben leiten sie bereits in die noch zu beschreibende Struktur von Kritikou Lakkos (vgl. Abb. 37, Nr. 14 und S. 166) über. Reste tieftriadischer Massenkalk finden sich nur noch westlich der Amethounta-Quelle als kleines, Schutt umhülltes Vorkommen.

Nach Südwesten ist mit großer Wahrscheinlichkeit eine ebenfalls meist unter Schutt begrabene Verbindung von paläozoischen Klastika des Sattel-Kerns mit einer NNW streichenden, durch paläozoische Schiefer und Sandsteine gekennzeichneten Aufpressungs-Zone (vgl. Abb. 37) anzunehmen. An dieser wurde der Normal-Schenkel des südlichen Struktur-Teils an seinem Südwest-Rand aufgeschlitzt und verlor so die Verbindung mit den im Westen anschließenden, ungefalteten Gebiet des Charkos. Auf die Pressungs-Zone wird noch genauer eingegangen (S. 173).

Mit dem Strongilo-Sattel ist das südlichste Element der Antiklinal-Zone erreicht, die sich aus der Mulden-Serie der "Randaufbiegung" entwickelnd etwa parallel zu dieser

Abb. 52

Flächenpol-Diagramm
der Antiklinale von
Strongilo.

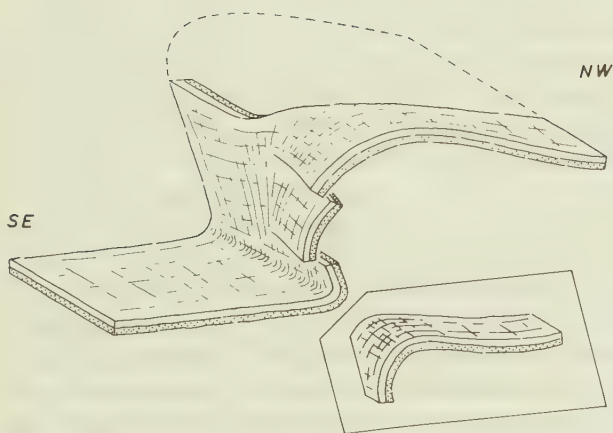
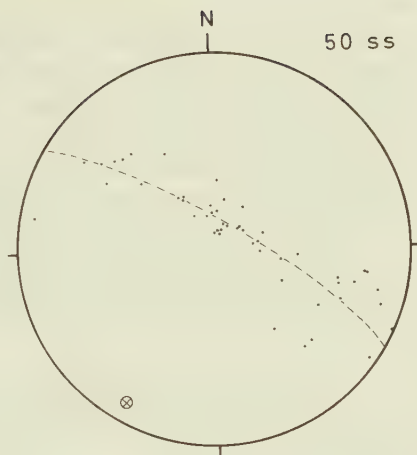


Abb. 53 Modell der Antiklinale von Strongilo,
an die sich nach Osten die Oros-Mulde
anschließt. Im Vordergrund der abge-
senkte Süd-Teil des Lonaki-Sattels.

dahinzog.

Nordwestlich dieser Sattel-Zone türmten sich die Gesteine jedoch abermals zu mehr oder weniger Nord/Ost streichenden Antiklinalen auf, meist unter Ausfall der dazwischen liegenden Mulden.

Eine normale Verbindung zu den bisher angeführten Bauelementen der östlich von ihr gelegenen Gebiete z.B. durch eine zwischengeschaltete Synklinale zeigt sich nur im Norden, zwischen Piso Rachi und Kap Oura. Südlich des Piso Rachi finden sich dagegen Falten-Abschiebungen, Auf- und Überschiebungen sowie Überfaltungen als Kontaktformen.

Die erwähnte zweite, westlichere Antiklinal-Zone beginnt am Kap Oura mit dem Torso einer Sattel-Struktur, dem TEIL-SATTEL VON OURA.

Von ihm existiert lediglich der leicht nach Osten überkippte Invers-Schenkel, während von dem an einer steil westwärts geneigten Falten-Abschiebung ausgemerzten Normal-Schenkel nur noch zwei wenige Meter umfassende, tektonisch umgrenzte Linsen tieftriadischer Dolomite zeugen (Im Wasser-Riss östlich der Lokalität Vigli, 170 m über NN aufgeschlossen).

Die Kern-Zone markieren drei Vorkommen von Quarz-Konglomerat der Basalen Serie, während der Struktur-Verlauf im Kartenbild vor allem durch einen mehrere hundert Meter breiten, steil bis leicht invers gelagerten Zug tieftriadischer Dolomite auffällt. Diesen säumt im Westen ein schmales Band Basaler Bankkalke, im Osten dagegen ein Streifen von roten Schiefer der Bunten Serie.

Die stratigraphisch darüber folgenden Mergelkalke bilden die Füllung der ostvergenten Jannia-Mulde (Abb. 37, Nr. 3), deren sehr flach gelagerter, leicht gewölbter Normalflügel zu den tektonischen Elementen im Osten überleitet.

Im Westen ist dem Oura-Sattel ein weiteres Relikt einer ebenfalls ostvergenten Antiklinale vorgelagert, der VIGLI-TEIL-SATTEL

Beide Strukturen sind durch die bereits erwähnte Falten-Abschiebung getrennt.

Auch der Vigli-Sattel wird in erster Linie durch den Verlauf der von Westen nach Osten immer steiler einfallenden tieftriadischen Dolomite geprägt, die im Hangenden ebenfalls das rote Schiefer-Band der Bunten Serie begleitet. Die tieferen am Aufbau der Struktur beteiligten Schichtglieder (Quarz-Konglomerate und Bankkalke der Basalen Serie) sind zwar vorhanden, fallen aber wegen ihrer geringen Ausstrichsbreite kaum ins Gewicht.

Als Kern sind altersmäßig nicht näher festgelegte paläozoische Klastika im Gebiet von Kandilas anzusehen, die weiter südlich, nach Amades hinauf, größere Flächen bedecken.

Angaben über den Normal-Schenkel müssen entfallen, da dieser völlig abgetragen wurde. Damit ist auch die tektonische Verbindung, nach Westen hin, zum Gebiet jenseits des Rema Vrison, in dem Gesteine des Allochthon in unklarer tektonischer Position auftreten, unterbrochen.

Die noch sichtbaren mesozoischen Reste des in seiner jetzigen Erstreckung etwa 1 km langen Vigli-Sattels sind im Südwesten durch eine Nord/West streichende, von Schutt verschleierte Abschiebung begrenzt, an der sie gegen paläozoische Schiefer und Grauwacken relativ nach Norden abgesenkt wurden.

Der Anschluß an südlicher gelegene Strukturen läßt sich aber durch einen 150 - 200 m breiten, morphologisch hervortretenden Streifen tieftriadischer Dolomite sowie dessen Begleitband aus roten Schiefen der Bunten Serie bestehenden Invers-Schenkels der Oura-Antiklinale gewinnen.

Dieser zieht sich westlich der Lokalität Jannia (Platanaki) vorbei nach Süden empor. Nördlich Kelia ist ihm ein flach nach Südosten einfallender Teil des Normal-Schenkels, bestehend aus Basalen Bankkalken und tieftriadischen Massen-Karbonaten vorgelagert. Er sank offenbar an einer Nord/Süd streichenden Störung ein und kam so westlich neben dem Invers-Schenkel zu liegen. Im Gebiet von Kelia selbst wurde letzterer zwischen zwei nach Nordwesten spitz zulaufenden Störungen, von denen die nördlichere bereits als Nord-Grenze der Jossona-Synklinale in Erscheinung trat (vgl. S. 129), leicht nach Westen



Abb. 54 Tektonischer Bau des Gebietes von Anavriades.

versetzt und mündet schließlich südlich Kelia in den noch stärker ostwärts überkippten Invers-Schenkel der ANAVRIADES-ANTIKLINALE (s. Abb. 37, Nr. 4 und Abb. 54): Bei ihr handelt es sich um eine ostvergente, 30° streichende Sattel-Struktur (vgl. Abb. 57), deren Kern aus nicht genauer datierten paläozoischen Klastika weitgehend ausgeräumt wurde und heute - ein typisches Beispiel für Relief-Umkehr - als nach Norden geöffneter Talkessel erscheint. Die Hänge, soweit sie im Bereich des Paläozoikums liegen, sind durch Schutt verhüllt und nur an einer Stelle, im Nikola genannten Nord-Teil des Tales, treten Grauwacken in einem durch den periodisch nach Norden entwässernden Bachlauf geschaffenen, wenige m² großen Anschnitt zutage.

Leitende Elemente der Struktur, an denen auch ihr Verlauf deutlich wird, sind die Quarz-Konglomerate der Basalen Serie und die tieftriadischen Massen-Karbonate, obwohl sich an ihrem Aufbau z.B. im Invers-Schenkel die komplette triadische Schicht-folge bis hinauf zu den ladinischen Algen-Kalken beteiligt.

Mit Hilfe der Basal-Konglomerate läßt sich von Osten nach Westen das Umbiegen der Schichten aus der Invers- in die Normal-Lage verfolgen. Doch während bei entfernterer Beobachtung der Eindruck eines relativ unkomplizierten, geschlossenen Sattels mit normal ausgebildeten Flanken entstehen könnte, zeigt die genauere Untersuchung, daß hangaufwärts nach Westen über den Basal-Konglomeraten des "Normal-Schenkels" mit tektonischem Kontakt Mergelkalke des Anis folgen. Das bedeutet, daß der eigentliche, auf etwa 600 m zu schätzende Normal-Schenkel der Anavriades-Antiklinale bis auf die spärlichen Vorkommen von Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie verkümmerte. Die genannten Mergelkalke gehören bereits zu dem westlich des Anavriades-Sattels gelegenen und von diesem durch eine Falten-Abschiebung getrennten Plakoto-Tauchsattel (vgl. Abb. 54).

Den Kontakt zu den östlich anschließenden Strukturen (Jossona-Mulde und Ausläufer des Nikaria-Sattels) stellt ebenfalls eine West - fallende Falten-Abschiebung dar. Diese streicht aus dem Gebiet des Piso Rachi kommend



Abb. 55
98 ss Flächenpol-Diagramm
der Antiklinale von
Anavriades.

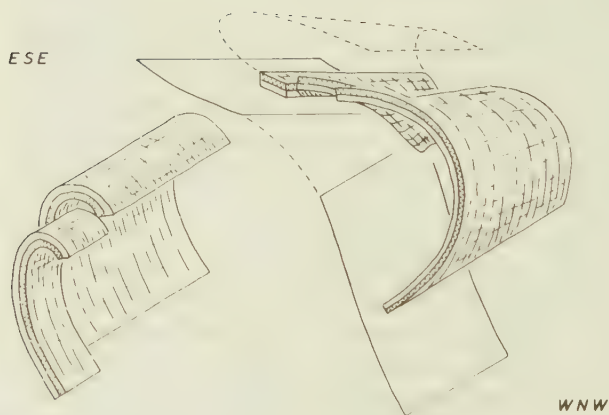


Abb. 56 Modell der Antiklinale von Anavriades (links),
die durch eine Falten-Abschiebung vom Tauch-
sattel des Plakoto getrennt wird.

zunächst relativ gradlinig am Ost-Hang des Eliovouno nach Süden und trennt ladinische Algenkalke des Anavriades-Sattels von anisischen Mergelkalken der Jossona-Mulde.

Im Süd-Hang des Eliovouno tritt jedoch durch das plötzliche Auftauchen des Ausläufers der Nikaria Antiklinale ein Versatz nach Westen im Verlauf der Falten-Abschiebung ein. Hier stoßen im Streichen anisische Mergelkalke des Anavriades-Sattels an tieftriadische Dolomite des Nikaria-Ausläufers, die auf halber Höhe im Hang enden. Letztere werden im Hangenden von roten Letten und den stratigraphisch über diesen folgenden Mergelkalken der Bunten Serie begleitet, die sich aus der Jossona-Mulde herüberziehen. Dabei liegen die steil ostfallenden tieftriadischen Dolomite des Ausläufers der Nikaria-Antiklinale im Hang auf gleicher Meereshöhe westlich von ebenfalls ostwärts einfallenden Ladin-Dolomiten des Anavriades-Sattels. Beide trennt - unter Ausfall der in unmittelbarer Umgebung mächtig entwickelten Mergelkalke der Bunten Serie - nur ein schmales Schutt-Band.

Diese Lagerungsverhältnisse können entweder durch ein extremes Verflachen der Falten-Abschiebung (bis zur Horizontal-Lage) in diesem Bereich gedeutet werden oder, was wahrscheinlicher ist, durch eine Nord/West streichende Störung, die den südlichen Teil der Falten-Abschiebung um ca. 100 m nach Westen versetzte. Allerdings kann deren Streich- und Fallrichtung in den stark spezialgefalteten Mergelkalken nur vermutet werden.

Die Identität der Falten-Abschiebung östlich des Eliovouno mit derjenigen zwischen Eliovouno und Nikaria bleibt aber in jedem Fall sicher.

TAUCH-SATTEL DES PLAKOTO (s. Abb. 37, Nr. 5 und 5m, sowie Abb. 56 und 57):

Die nach dem Plakoto-Hügel (ca. 1,5 km südlich Amades, Höhe 900 m) benannte Struktur entwickelt sich direkt südöstlich des Dorfes Amades aus einem mittelsteil ostwärts fallendem Schichtkomplex, der durch die bereits



Abb. 57 Tektonischer Bau des Gebietes südöstlich des Plakoto (Plakoto-Tauchsattel).

erwähnte Falten-Abschiebung vom Anavriades-Sattel abgegrenzt wird, was sich im Norden allerdings wegen der starken Schutt-Bedeckung nicht mehr beweisen läßt. Er umfaßt alle Schichtglieder von den sporadisch auftretenden Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie bis in die anisischen Mergelkalke hinauf.

Aus diesem Komplex heraus schwingen die Schichten in weitem Bogen nach Westen empor, überschlagen sich rückwärts nach Osten und werden schließlich, im Süden stark ausdünnend, in den Invers-Schenkel der am Plakoto bis zur Tauch-Falte gesteigerten Sattel-Struktur eingegliedert, deren Ursprung in dem schuttverhüllten, nach Süden ansteigenden Tal zwischen Amades und der Kapelle Ag. Georgios gelegen haben dürfte.

Als bestimmendes Formelement fungieren die tieftriadischen Massen-Karbonate, welche durch ihren Verlauf die tektonischen Verhältnisse deutlich zum Ausdruck bringen. Die übrigen Schichten (Bunte Serie im Hangenden, Basale Serie im Liegenden) schmiegen sich ihnen an, wobei der charakteristische rote Schiefer-Horizont der Bunten Serie stellenweise völlig ausgequetscht sein kann.

Je nachdem, wie weit die z.T. von beiden Seiten angreifende Erosion in den Invers-Schenkel vordrang, übernehmen von Norden nach Süden erst Mergelkalke der Bunten Serie, dann die roten Schiefer aus deren unterer Abteilung und schließlich die tieftriadischen Massen-Karbonate die Rolle des "Mulden"-Kerns. Der äußerste und zugleich älteste Mantel von Sedimenten der Basalen Serie wurde überall schon von der Erosion durchbrochen.

Wie bereits erwähnt, entwickelt die Struktur in ihrer Süd-Hälfte Tauchfalten-Charakter. Der Wendepunkt befindet sich am Gipfel des Rikani (880 m), fast genau in der Mitte der etwas über 2 km ausstreichenden tektonischen Einheit. Nördlich dieser Lokalität erscheinen im Invers-Schenkel über die roten Schiefer der Bunten Serie praktisch nur mehr oder weniger horizontal gelagerte tieftriadische Dolomite, die in dem südöstlich Amades zum Rikani aufsteigenden Höhenzug gipfelbildend sind.



Abb. 58

Flächenpol-Diagramm
der "Tauch-Mulde"
am Plakoto.

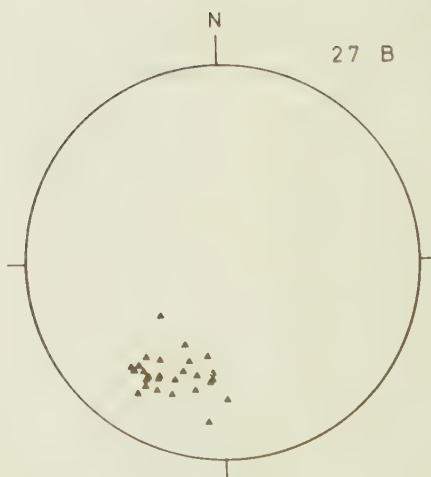


Abb. 59

B-Achsen-Diagramm
erstellt aus Mes-
sungen an Meter-
Falten im Kern der
"Tauch-Mulde" des
Plakoto.

Den nächsten Bereich des Rikani bauen Bankkalke und Quarz-Konglomerate der Basalen Serie in überkippter Lage auf. Wenn auch der engere Kontakt durch Schutt verhüllt ist, so läßt sich mit Hilfe der Quarz-Konglomerate doch die Verbindung zu den altersmäßig nicht genau eingestuft-ten paläozoischen Schiefer, Sandsteinen und Kiesel-schiefern herstellen, die in dem von Rikani nach Süden führenden Tälchen in das Gebiet von Jerou Vrisi bzw. in das Krio Nero-Tal hinabziehen und als eigentliches Kern-Material der Tauchfalte angesehen werden können.

Ihre nach Süden zunehmende Tiefenlage verleitet zunächst zu dem Schluß, daß diese durch ein generelles Abtauchen der Falten-Achsen bedingt sei. Das aus ss-Messungen über das Süd-Ende der Plakoto-Struktur erstellte Diagramm läßt aber keine derartigen Tendenzen erkennen. Die B-Achse verläuft darin nahezu horizontal. Lediglich dort, wo auf halbem Hang (700 m über NN) zwischen Plakoto und Rikani die roten Gesteine der unteren Bunten Serie unter tief-triadische Massen-Karbonate abtauchen, zeigen in ihnen gemessene Kleinfalten-Achsen ein steileres, für die Gesamtstruktur jedoch bedeutungsloses Einfallen nach SSW (s. Abb. 59).

Nach Norden lassen sich zwischen dem Plakoto-Tauchsattel und den anderen beschriebenen Strukturen keine Verbindungen feststellen, da er in einer kleinen Rippe tieftriadischer Massen-Karbonate ausläuft, die schließlich im Schutt versinkt.

Auch der Zusammenhang mit den tieftriadischen Kalken und Dolomiten in gebankter Fazies, welche sich von der Lokalität Rou (südwestlich Amades) über die gesamte Gegend von Stefani nach Südwesten hinauf verbreiten, bleibt unklar: Die riesigen Schutt-Massen des dazwischen liegenden ca. 500 m breiten Tales gestatten keinerlei Einblick in den Bau des Untergrundes und der Hangend-Schenkel der Tauchfalte fiel der Erosion zum Opfer.

Dagegen treten östlich des nach Süden stärker eingefalteten "Kern-Paläozoikums" nochmals Teile des Invers-Schenkels (tieftriadische Kalke, an einer Stelle sogar rote Letten und Mergelkalke der Bunten Serie) hervor. (vgl.

WNW

Psadofillo

ESE

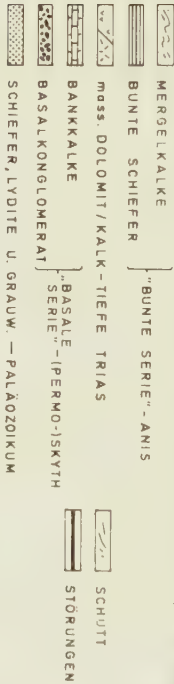


Abb. 60 Die Antiklinale von Psadofillo (Invers-Schenkel auf Nikaria-Sattel übergreifend).

Abb. 57). Sie grenzen, in ihrer Mächtigkeit auf ein ca. 10 - 20 m breites, unter den paläozoischen Klastika des Tauchsattels hervorlugendes Kalkband reduziert, an der von Anavriades bis Xylo pidis durchzuverfolgenden Falten-Abschiebung gegen tieftriadische Dolomite und Basale Bankkalke des nach Süden verlängerten Invers-Schenkels der Anavriades-Antiklinale.

Auf den Hängen von Xylo pidis, südlich des Ost/West verlaufenden Krio Nero-Tales entsteht aus dem paläozoischen Kern der Plakoto-Tauchfalte und dem teils inversen Ost-Schenkel des Anavriades-Sattels ein neues tektonisches Element. die

PSADOFILLO-ANTIKLINALE (s. Abb. 37, Nr. 6 und Abb. 60): Ihre Synthese vollzieht sich folgendermaßen: Das vom Rikani herabziehende Paläozoikum, welches auch den Talkessel nördlich Jerou Vrisi füllt, laßt sich mit Hilfe eines mehrere m² großen Ausbisses unter dem Schutt des Gebietes von Xylo pidis hindurch nach Südosten auf die Anhöhe von Jemeno Nero verfolgen. Hier tritt es als Kern eines flach nach Osten überkippten Sattels mit auffallend hohem Lydit-Anteil wieder in Erscheinung.

Dagegen keilt der im Norden des Krio Nero-Tales noch als geringmächtiges Kalkband kenntliche Invers-Schenkel der Tauchfalte an der bereits erwähnten, von Anavriades herüberziehenden Falten-Abschiebung auf dessen Süd-Ufer, z.T. schon unter Schuttbedeckung aus. Die Gesteine des östlichen Schenkels der Anavriades-Antiklinale (Basale Bankkalke, tieftriadische Massen-Karbonate und rote Letten der Bunten Serie) aber reichen, in Saigerstellung, noch bis ca. 800 m über NN am Hang hinauf und stoßen dort im Streichen gegen den paläozoischen Kern des Psadofillo-Sattels.

Vermutlich entwickelt sich nun an dieser Stelle - der Aufschlußbereich wird von einer Nord/Ost streichenden Abschiebung gequert - aus dem Ost-Schenkel der Anavriades Antiklinale unter starkem Mächtigkeitsverlust der Liegend-Schenkel der Antiklinale von Psadofillo.

Ihn charakterisiert ein invers gelagerter, fast horizontal in einer Höhe von 770 - 780 m über NN östlich um die

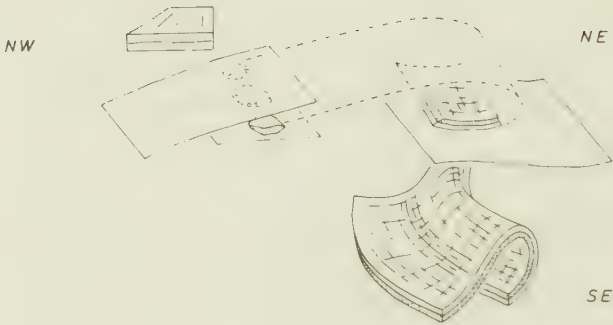


Abb. 61

Modell des Psadofillo-Sattels (Mitte).
Er ist ostwärts über die aus Südost her-
anreichende und nach Nord umbiegende
Nikaria-Antiklinale geschoben.
Die eingekeilten Schollen im Westen des
Psadofillo-Sattels stellen möglicherwei-
se Reste seines Normal-Schenkels dar.
Zu der nach Norden einfallenden Einheit
(links oben) sind die tektonischen Be-
ziehungen unklar.

Lokalität Jemeno Nero herumführender bogenförmiger Streifen aus 10 - 20 m mächtigen ungeschichteten Kalken der tiefen Trias. Während Quarz-Konglomerate und Bankkalke der stratigraphisch im Liegenden anschließenden Basalen Serie nur in dessen nordöstlichem Segment anzutreffen sind, treten die roten Schiefer seines stratigraphisch Hangenden in Fetzen ringsum unter dem Kalk-Bogen hervor.

In diesem Niveau haben offenbar, vor allem im Norden, noch disharmonische Bewegungen stattgefunden, denn der bisher beschriebene invertierte Komplex scheint über den hangabwärts folgenden, stratigraphisch jüngeren Mergelkalken der Bunten Serie etwas abgesichert und ungefähr horizontal noch ein Stück über diese hinwegbewegt worden zu sein (vgl. Abb. 47).

Während die Herleitung der tieferen Schichten (tieftriadische Massen-Karbonate, Basale Serie) im liegenden Schenkel der Psadofillo-Struktur aus der Anavriades-Antiklinale infolge der gestörten Verbindungsstelle noch etwas unsicher ist, zeigen die Mergelkalke der Bunten Serie den Zusammenhang der beiden Formelemente ganz klar: Sie ziehen kontinuierlich aus dem Ost-Schenkel der Anavriades Antiklinale in den Liegend-Schenkel des Psadofillo-Sattels hinein.

Von dessen "Normal-Schenkel" sind, wie z.B. bei der Oura- und Anavriades-Antiklinale, ebenfalls nur noch Relikte zu finden. Es handelt sich dabei um Linsen von Quarz-Konglomerat der Basalen Serie, deren größte etwa zehn Meter in ihrer Längsachse misst. Sie stecken alle im Hang westlich der Hirtenhütten von Jemeno Nero eingekeilt zwischen Lyditen des Sattel-Kerns und einem hangenden Komplex Basaler Bankkalke, der allerdings mit ca. 30° Nord-Fallen fast senkrecht zum Streichen der Psadofillo-Antiklinale orientiert ist und dessen Schichten im Liegenden durch die Trennfläche gekappt werden, an der sich die Quarz-Konglomerat-Linsen verkeilt haben (vgl. Abb. 60 und 61). Es bleibt unklar, wie diese Basalen Bankkalke, die zum Hangenden nicht klar abgrenzbar in geringmächtige tieftriadische Kalke (gebankte Fazies) übergehen, mit der Sattel-Struktur von Psadofillo zusammenhängen bzw.

ob sie überhaupt damit zu verbinden sind.

Nach Süden endet die Psadofillo-Antiklinale abrupt an einer ESE/WNW verlaufenden Abschiebung, auf die bereits bei der Beschreibung der Kataracho-Synklinale hingewiesen wurde (vgl. S. 137). Die paläozoischen Klastika des nordwärts abgesenkten Psadofillo-Sattels stoßen hier gegen tieftriadische Massen-Karbonate des tektonisch tieferen Sattels von Nikaria, auf dessen Fortsetzung nach Norden die Antiklinale des Psadofillo mit Mergelkalken ihres Liegend-Schenkels übergreift (vgl. S. 143).

Durch dieses Übergreifen auf die östlich benachbarte Sattel-Struktur teils unter Ausfall, teils unter weitgehender Reduktion des dazwischenliegenden Synklijinal-Elements kann die Psadofillo-Antiklinale mit einem tektonischen Gebilde in Verbindung gebracht werden, dessen Nord-Teil ähnliche Erscheinungen aufweist:

KRITIKOU-LAKKOS STRUKTUR (s. Abb. 37, Nr. 14):

Sie zeigt durch ihre allmählich von Ost über Süd bis Südwest einschwenkende Vergenz einen pilzartigen Bau und wurde nach dem Gebiet genannt, in dem diese Neigungen am augenfälligsten sind, obwohl auch die bekannteren Lokalitäten "Kavourolangada" und "Spartountianou" noch innerhalb der Struktur liegen.

(Als Kritikou Lakkos wird die Gegend östlich der vom "Kardamilitiko Dromo" gequerten Malangia-Passhöhe (920 m über NN) nordöstlich Fyta bezeichnet.) Im einzelnen ergeben sich von Ost über Süd nach Südwest fortschreitend folgende Lagerungsverhältnisse:

Das Kern-Material besteht aus einem Gemenge von olivgrünen Schiefern, in denen ca. 400 m westlich Amadokopo Conodonten des Ober-Devon II B (vgl. S. 43) festgestellt wurden, braunen Sandsteinen und untergeordnet Kiesel-schiefern. Diese grenzen im nördlichen Teil der Struktur (Kavourolangada) mit tektonischem Kontakt nach Osten hin an triadische Gesteine des Nikaria-Sattels. Nach Süden nimmt der Kontakt allmählich Überschiebungscharakter an und ca. 300 m nordwestlich der Hirtenhütten von Amadokopo ist dann, an einem flach nach Westen ansteigenden Hang,

die Überlagerung von typischen rotgefärbten Gesteinen der Bunten Serie, welche zum West-Schenkel der Nikaria-Antiklinale gehören, durch paläozoische Klastika aufgeschlossen.

Die Überschiebungsbahn selbst läßt sich von Norden nach Süden über 300 m verfolgen und wird in der Mitte durch zwei unter das Paläozoikum einfallende Rippen Basaler Quarz-Konglomerate markiert, welche Reste eines an dieser Stelle weitgehend ausgequetschten Invers-Schenkels sein könnten. Aus der Orientierung von Kleinfaltenachsen in der Bunten Serie sowie der Streichrichtung der Basalen Konglomerate ist zu entnehmen, daß die Einengung dieses Gebietes in Ost/West-Richtung erfolgte.

In der südöstlichen Verlängerung der Überschiebung setzt unmittelbar südlich der Hütten von Amadokopo (die Überschiebung selbst verschwindet hier unter Schutt) der überkippte Teil der Kritikou Lakkos Struktur ein. Er enthält sämtliche Schichtglieder von den Basalen Quarz-Konglomeraten bis zu den Mergelkalken der Bunten Serie. Bemerkenswert ist die geringe Mächtigkeit der tieftriadischen Dolomite sowie der lokale Ausfall der roten Schiefer infolge disharmonischer Bewegungen an der Grenze tieftriadische Dolomite/Bunte Serie.

Anfangs, d.h. im Osten, zeigen die Komponenten des invers liegenden Teiles der Struktur noch generelles Nord/Süd-Streichen und Einfallen nach Westen. Allmählich biegen sie jedoch in die Ost/West-Richtung ab und umrunden, immer invers gelagert, das Gebiet von Kritikou Lakkos wie der Rand einer flachen Schüssel, wobei sie eine kleine nach Süden vorgestreckte Zunge paläozoischer Schiefer und Kie-selschiefer einschließen.

Zu erwähnen sind aus dieser Gegend noch einige große Blöcke von Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie, die an der Grenze Basale Bankkalken zu tieftriadischen Dolomiten teils auf ersteren, teils aber sogar auf den Dolomiten liegen. Sie stellen mit großer Wahrscheinlichkeit in dieses Niveau herunterprojizierte Erosionsreste dar.

Südlich der im engeren Sinne als Malangia bezeichneten Gegend streicht die gesamte Inversfolge in einem nach

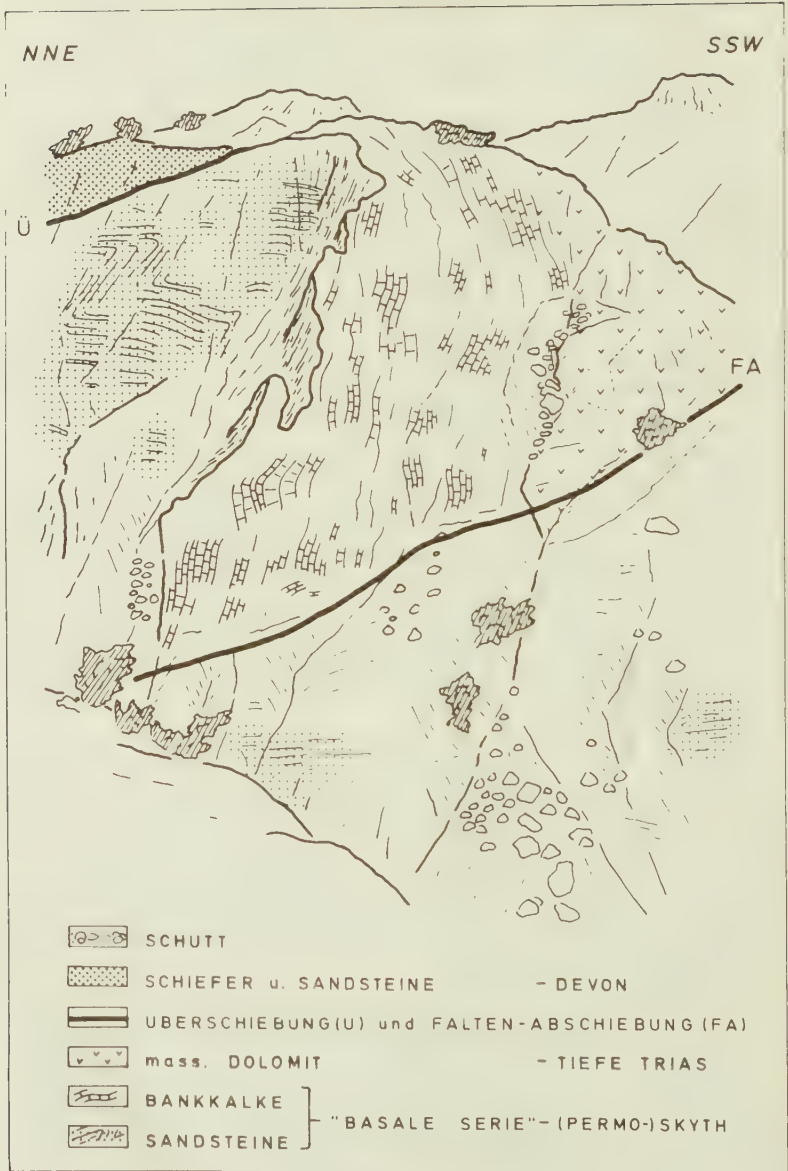


Abb. 62 Tektonische Verhältnisse am Süd-Rand der Kritikou-Lakkos-Struktur (Malangia, NE' Fyta).

Westen abfallenden Steilhang, dessen Fuß bei 900 m liegt aus. Das Liegende wird durch große Schuttflächen verhüllt, jedoch reichen Grauwacken und Schiefer als östliche Ausläufer ihres Hauptverbreitungs-Gebietes in Talanschnitten bis auf 700 und 800 m über NN nach Osten herauf.

Der weitere Verlauf des Invers-Schenkels der Kritikou Lakkos Struktur ist in der Gegend von Malangia auf kurze Entfernung nicht zu ermitteln, da das Gebiet von Schutt aus paläozoischen Klastika verhüllt wird. Einen Trittstein zur Überbrückung dieser kritischen Stelle nach WNW in das Gebiet südlich Spartountianou hinein stellt aber der in ca. 820 m über NN gelegene Felsvorsprung dar, auf den der "Kardamilitiko Dromo" von Süden heraufführt. Die hier angetroffenen Aufschlußverhältnisse gestatten auch einen Einblick in den tektonischen Bau des Süd-Randes der Struktur von Kritikou Lakkos (vgl. Abb. 62).

Sie zeigen, daß sich paläozoische Schiefer und Sandsteine auf einer flach nach Norden geneigten Bahn über die in ihren untersten Teilen normal gelagerten Gesteine der Basalen Serie und geringmächtige tieftriadische Dolomite schoben. Dabei wurden Teile dieser Normal-Folge durch die aus dem Inneren des "Pilz-Sattels" nachdrängenden paläozoischen Klastika aus dem Verband gelöst, leicht um eine Ost/West-Achse rotiert und verfaltet.

Ganz ähnliche Verhältnisse finden sich in den weiter westlich gelegenen Südhängen des Koklia unterhalb der Lokalität Spartountianou, die im Gelände durch eine Anhäufung dunkler Kiesel-schiefer auffällt.

Hier erscheinen am Rande der Struktur zunächst wieder normal gelagerte Quarz-Konglomerate und Sandsteine der Basalen Serie (vgl. Abb. 63). Im Niveau der Basalen Bankkalke treten dann aber Komplikationen durch Aufschiebung und Rotation der Schichtglieder ein. Anscheinend sind die tieftriadischen Dolomite an einer parallel zur Hauptüberschiebung angelegten Fläche über den Basalen Bankkalken abgeschert. Dabei wurden offensichtlich Fetzen von diesen mitgerissen, die dann, zwischen dem abgelagerten Kom-



Abb. 63 Süd-Rand der Kritikou-Lakkos-Struktur südlich Spartountianou.

plex tieftriadischer Dolomite und der stabil gebliebenen Unterlage (Basale Sandsteine und Quarz-Konglomerate) rotierten (Abb. 63, Vordergrund). Größere "Rotationskörper" enthalten dazu noch Teile von tieftriadischen Dolomiten und Basale Sandsteine (Abb. 63, Hintergrund).

Das Liegende wird hier zwar ebenfalls durch Schutt verhüllt, doch ist eine Unterlagerung durch palaozoische Grauwacken und Schiefer in etwa 700 - 750 m über NN anzunehmen.

Im Westen grenzen die Bau-Elemente der Kritikou-Lakkos-Struktur mit großer Wahrscheinlichkeit gegen Ladin-Dolomite des Koklia, die an einer ziemlich flachen Abschiebung relativ nach WNW gesenkt wurden. Der Kontakt liegt größtenteils unter Schutt, läßt sich aber auf dem nördlich Spartountianou nach Südosten vorspringenden Rücken in 1100 m über NN beobachten und nach Norden weiterverfolgen: Hier stoßen Ladin-Dolomite gegen Basale Bankkalke. Letztere bilden zusammen mit den unterlagernden Quarz-Konglomeraten der Basalen Serie den überwiegenden Teil des "Daches" der Kritikou Lakkos-Struktur, in dem geringe Einfalls-Beträge vorherrschen und das durch mehrere kleine Nord/West oder Nord/Ost streichende Störungen zerstückelt wird.

Auf den Hängen westlich der Lokalität Kakavolaka, dem Haupt-Verbreitungs-Gebiet von Gesteinen der Basalen Serie innerhalb der betrachteten Struktur, beteiligen sich sogar noch die charakteristisch roten Schiefer der Bunten Serie an dessen Aufbau. Die geringmächtigen tieftriadischen Karbonate sind hier in gebankter Fazies mit Rotkalk-einschaltungen entwickelt.

Im Norden wird die Abgrenzung der Struktur von Kritikou Lakkos gegen die Schichten des Allochthons von derselben WNW streichende Störung übernommen, die den Psadofillosattel von der Nikaria-Antiklinale trennt. Diese Abschiebung ist aber nicht ident mit der Überschiebungsbahn des Allochthons.

Zwischen dem Gebiet von Kritikou Lakkos und dem Kranos tragen Mergelkalke der Bunten Serie einen kleinen, in

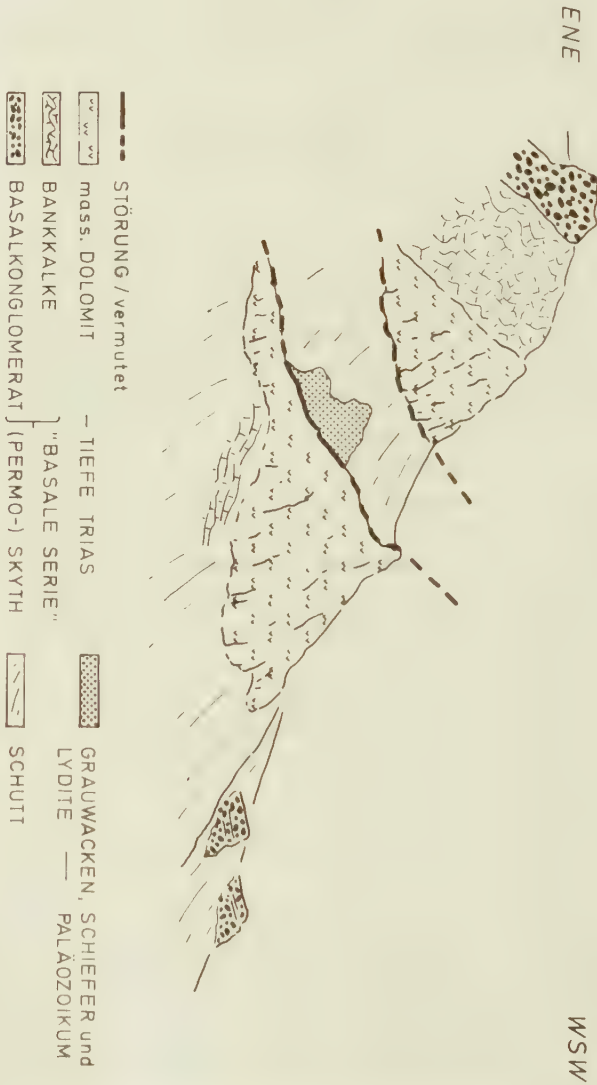


Abb. 64 Nördlichster Teil der Pressungs-Zone paläozoischer
Gesteine südlich Malangia.

seiner Längsachse etwa 400 m messenden isolierten Höcker aus tieftriadischen Dolomiten, der mit Ausnahme der Süd-Seite von roten Schiefer der Bunten Serie unterlagert wird, d.h. invers liegt. Die kleine Kappe repräsentiert also ein Relikt des abgetragenen invertierten Teilstückes der Struktur von Kritikou Lakkos und beweist damit, daß die Überfaltung dieses tektonischen Elements zumindest nach Osten hin weiter reichte als es die Verbreitung des zusammenhängenden Invers-Teiles heute vermuten läßt. Inwieweit die Mergelkalke, auf denen die Dolomit-Kappe ruht, zum Hangend-Schenkel des überfalteten Nikaria-Sattels oder zum invertierten Teilstück der Kritikou-Lakkos-Struktur zu rechnen sind, ließ sich nicht entscheiden.

Unklar blieb auch das Verhältnis der Struktur von Kritikou Lakkos zu der bereits auf Seite 103 erwähnten, Nord/West streichenden

AUFPRESSUNGSZONE PALÄOZOISCHER GESTEINE (vgl. Abb. 37):

Dieser maximal 150, meist aber nur ca. 70 m breite Streifen (ein Falten-Element i.e.S. liegt hier nicht mehr vor) beginnt im Norden anscheinend schon in unmittelbarer Nähe des Pseudo-Pilz-Sattels, im südlichen Teil des mit "Malangia" i.e.S. bezeichneten Gebietes, nordöstlich Fyta:

An einem nach Westen abfallenden Steilhang (ca. 850 m über NN, 150 m südwestlich der vom "Kardamilitiko Dromo" gequerten Passhöhe 920 m) folgen - der Aufschluß umfaßt nur eine von Schutt gesäumte Felsnase - unter Basalen Quarz-Konglomeraten, Basalen Bankkalken und tieftriadischen Dolomiten des nach Osten einfallenden Invers-Teiles der Kritikou Lakkos Struktur Grauwacken, Schiefer und Kieselschiefer. Diese Gesteine des Paläozoikums sind höchstwahrscheinlich mit denjenigen der weiter im Süden folgenden Pressungszone ident, obwohl die Verbindung zu ihnen durch Schutt unterbrochen wurde. Sie lagern ihrerseits mit tektonischem Kontakt auf tieftriadischen Dolomiten, an deren Nord-Seite, im Liegenden, noch Reste von Basalen Bankkalken aus dem Schutt hervorsehen (vgl. Abb. 64). Etwa 10 bis 20 m weiter südlich ragen aus ihm zwei isolierte Vorkommen von Quarzkonglomerat der Basalen Serie, flach nach Nordosten einfallend, heraus. Vermutlich

bilden sie mit dem vom Paläozoikum überlagerten tief-triadischen Dolomiten und dem Rest Basaler Bankkalke in deren Liegendem Komponenten einer geringmächtigen Normalfolge, die nach Süden unter dem Schutt hindurch vielleicht eine Verbindung in das Gebiet des Charkos besitzt.

Nach Norden und Nordwesten wäre ein Zusammenhang mit den normal gelagerten Partien des Süd-Randes der Struktur von Kritikou Lakkos, im Gebiet zwischen Malangia und Spartountianou zu erwägen.

Für diesen Fall müßten aber die paläozoischen Gesteine der Pressungszone den Intern-Klastika des Pseudo-"Pilz-Sattels" gleichgesetzt werden, woraus sich zwangsläufig - zumindest lokal - die Identität von Pressungszone und "Stiel" der pilzartigen Struktur ergäbe.

Man ist aber anzunehmen, daß der Ausstrich des südwestlichen Invers-Teiles im Laufe der Zeit durch die Erosion nach Osten, bis in den eingangs erwähnten Steilhang, zurückverlegt wurde, was automatisch ein früheres Übergreifen des Invers-Teiles über die Pressungszone beinhaltet. Damit stößt diese Deutung auf mechanische Schwierigkeiten, denn wenn es sich bei der Pressungszone wirklich um den "Stiel" des "Pilz-Sattels" handeln sollte, müßte in dem betrachteten Gebiet der Invers-Teil dieses "Pilz-Sattels" spaltenartig aufgerissen worden sein, damit der Aufstieg der mobilen Klastika vonstatten gehen konnte. Das wäre nicht ohne Folge für das Deformationsbild der dieser Aufstiegszone benachbarten Partien des Invers-Teiles geblieben. Es lassen sich jedoch keinerlei Hinweise auf eine deformative Beeinflussung des Invers-Teiles der Kritikou Lakkos-Struktur durch die aufdringenden paläozoischen Gesteine der Pressungszone feststellen.

Man nimmt daher besser an, daß die Aufpressung paläozoischen Materials entlang der skizzierten Zone etwas nach der Entstehung der Kritikou Lakkos Struktur erfolgte und ohne ursächlichen Zusammenhang, eher zufällig, in diese mündet.

Nach Südosten zieht sich das aufgepresste Paläozoikum im Oberlauf des Vourlia-Tälchens zwischen mächtigen tieftriadischen Dolomiten des Charkos im Westen und anisischen

Mergelkalken im Osten hin. Letztere leiten aus dem Invers-Teil der Kritikou Lakkos Struktur in den Normal-Schenkel der Strongilo-Antiklinale über. Die kleinen Klötze tieftriadischer Kalke am Ost-Rand des Tälchens wurden bei der Injektion der paläozoischen Gesteine aus diesem Normal-Schenkel der Strongilo-Antiklinale mit emporgeschleppt. Sie unterstreichen, perlschnurartig aufgereiht, den Verlauf der Grenze zu den Mergelkalken, z.B. im südlichen mit Schutt gefüllten Teil des Vourliatales. An dessen Einmündung in das Tal von Amethounta werden die paläozoischen Klastika der Pressungszone wieder sichtbar. Sie streichen von hier ab praktisch nur noch zwischen tieftriadischen Dolomiten, die im Osten zum Sattel von Strongilo, im Westen zum ungefalteten Gebiet des Charkos gehören, nach Süden. Dabei ist auf halber Höhe des Troulia-Westhanges die mit $40 - 60^{\circ}$ nach Osten einfallende Aufschiebung der paläozoischen Gesteine auf tieftriadische Dolomite des Charkos-Gebietes in einer Länge von ca. 200 m hervorragend aufgeschlossen.

Nach der Überquerung der zwischen dem Amethounta-Tal und dem südlich um den Oros herumführenden Tal gelegenen Wasserscheide zieht sich die Pressungs-Zone, gelegentlich durch Nord/West streichende Störungen versetzt, bis in das Gebiet südwestlich des Oros hinein, wo sie zwischen tieftriadischen Dolomiten ausläuft.

D I E T E K T O N I K D E S A L L O C H T H O N

Als Allochthon werden Klastika und Kalke des Karbons und Perms zusammengefaßt, deren Beschreibung auf Seite erfolgte. Sie treten nur in zwei enger begrenzten Gebieten östlich des Pelinaion und nordöstlich Viki auf. Das Hauptmerkmal der Einheit bilden die von der Fazies gleichaltriger Sedimente der Normalfolge abweichenden massigen Karbon-Kalke und permo-karbonische Foraminiferen-Kalke.

Im südlichen Verbreitungsgebiet ruht das aus Norden überschobene Allochthon mit flachem tektonischem Kontakt auf Gesteinen der Trias. Übergänge zum Autochthon wurden

nicht festgestellt, jedoch bestehen in dem nordöstlich Viki gelegenen Verbreitungsgebiet in dieser Hinsicht Unklarheiten. Dort liegen, unter Ausfall zwischengeschalteter Trias-Sedimente, jungpaläozoische Terrigen-Ablagerungen des Allochthons tektonisch (?) über autochthonen altpaläozoischen Klastika. Eine Abgrenzung der beiden Einheiten gegeneinander war nicht möglich. Vorsichtshalber wurden daher in diesem Gebiet immer nur die Karbon-Kalke als "Allochthon" ausgeschieden.

DER TEKTONISCHE BAU DES ALLOCHTHONS i.e.S.

Strukturen lassen sich in beiden Verbreitungsgebieten nicht mehr erkennen. Es liegt nur noch ein Gemenge von inkompetenten, permo-karbonischen Klastika vor, in dem Brocken und bis 300 m lange Schollen kompetenten Materials, überwiegend massige Kalke des Ober-Karbons, stecken.

Die an der Basis der Schubmasse befindlichen Schiefer und Sandsteine fungierten als Reibungs-Horizont und waren einer dementsprechend starken mechanischen Beanspruchung unterworfen. Bei BESENECKER et al. wird zu ihrer Charakterisierung AMPFERERS Terminus "tektonische Moräne" verwendet. Von ehemaligen Sandstein-Zwischenlagen der nunmehr völlig zerwalzten olivgrünen Schiefer z.B. blieben nur noch im Dezimeter-Bereich schwankende Linsen und tektonische "Gerölle" übrig. Diese verdanken ihre Entstehung entweder einer ins Extrem gesteigerten Boudinage oder Gleitvorgängen an Scherflächen, durch die eine vollständige Reduktion der Falten-Schenkel erfolgte, so daß nur noch die verdickten Scheitel-Bereiche der Falten als geröllartige Gebilde erhalten blieben. "Schwalbenschwanz-Strukturen", deren Auftreten mehr für die letztere Möglichkeit spräche, wurden aber nicht festgestellt. Die geeignetsten Aufschlüsse in diesem Horizont finden sich 600 m östlich der Kapelle Ag. Eleni, in einer von den Hirten mit "Roussionaloni" bezeichneten Senke.

An dieser Stelle tritt auch der Untergrund des Allochthons in einem tektonischen Fenster zutage und während die Ge-

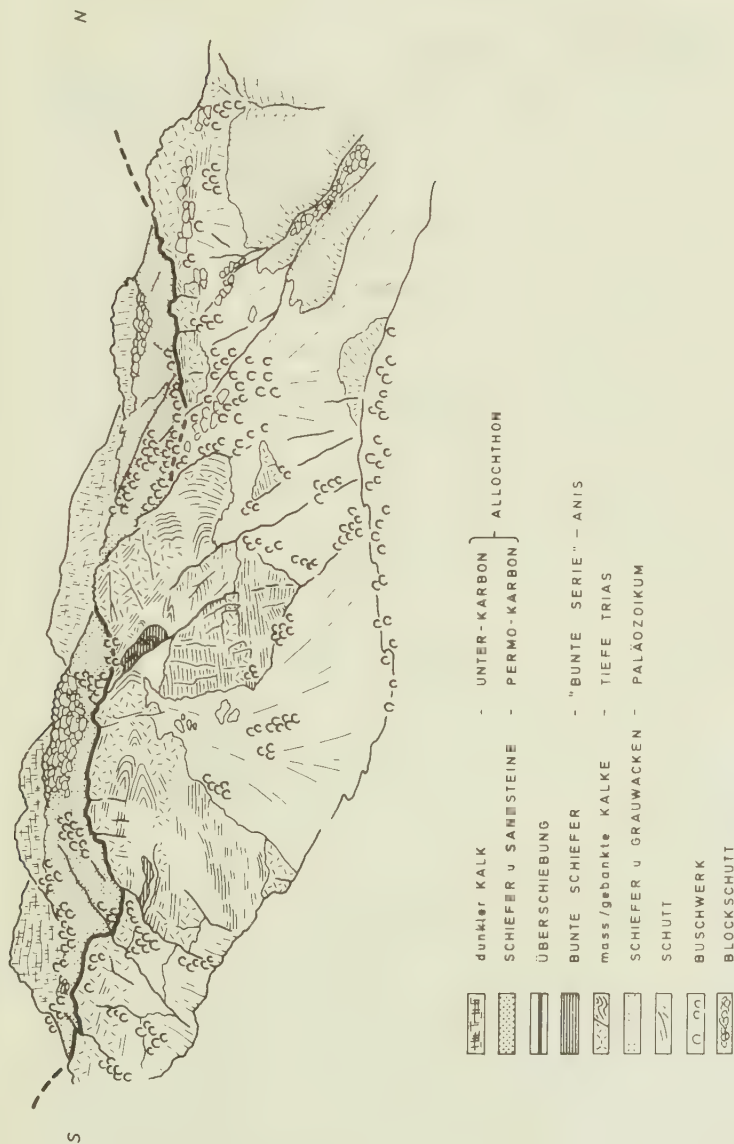


Abb. 65 Die Überschiebung des Allochthon im Gebiet westlich Xylo pidis (Jerou Vrasi).

steine des Allochthon kaum noch Anhaltspunkte liefern, bietet er Ansatzmöglichkeiten zu weiteren tektonischen Schlußfolgerungen:

DIE UNTERLAGE DES ALLOCHTHONS.

Der Untergrund des Allochthons besteht vorwiegend aus tieftriadischen Kalken in gebankter Fazies.

Die besten Aufschlüsse zum Studium der Beziehungen zwischen Allochthon und überfahrenen Untergrund bietet die Gegend von Jerou Vrisi, knapp 3 km SSW' der Ortschaft Amades. Wie Abb. 65 zeigt, wurden hier helle tieftriadische Kalke in gebankter Fazies zu einer nach Süden geöffneten liegenden Mulde gefaltet, deren Kern durch Reste von roten Schiefer der Bunten Serie - soweit diese nicht ausgequetscht wurden - gekennzeichnet ist. (In der Mitte der südlichen Bild-Hälfte lassen sich Anzeichen von Biegescherfaltung erkennen).

Über der südvergente Mulde folgen mit klarem tektonischem Kontakt die olivgrünen Klastika des allochthonen "Reibungsteppichs" (vgl. BESENECKER et al.) und in dessen Hangendem dunkle, bituminöse Bankkalke des Unterkarbon.

Obwohl das Überschiebungsniveau leicht auf und ab steigt, liegt keine Reliefüberschiebung vor.

Das Streichen der Struktur ist fast Ost/West gerichtet (vgl. Abb. 66). Daraus läßt sich, bei Berücksichtigung der deutlich wahrnehmbaren Süd-Vergenz in den Struktur-Elementen des Untergrundes, der Einschub des Allochthons aus Norden folgern.

Eine weitere Stütze findet diese Annahme durch einen Aufschluß in der Gegend von "Brino" (1 km östlich des Prophitis Ilias und ca. 900 m westlich der Kapelle Ag. Georgios, südwestlich Amades): Hier wurden Schichten des Grenzbereiches Mergelkalke der Bunten Serie feinschichtige Dolomite des Ladin zu einer südvergente Mulde umbogen, deren Streichen Ost/West verläuft (vgl. Abb. 67). Hangaufwärts nach Süden erscheint, vor der Muldenöffnung gelegen, ein Fetzen roter, aus der Bunten Serie stammender Schiefer und im Zusammenhang damit ein kleiner Klotz tieftriadischen Kalkes. Beide werden

Abb. 66

Flächenpol-Diagramm
der vom Allochthon
überschobenen Mulde
bei Jerou Vrissi, west-
lich Xylo pidis.

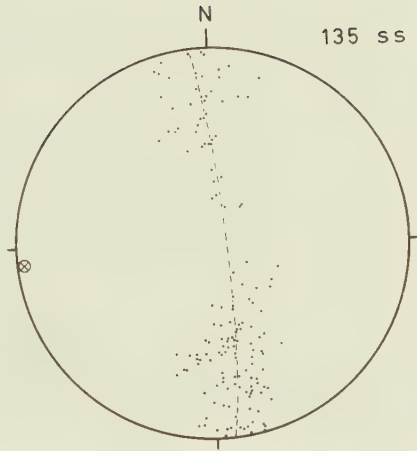
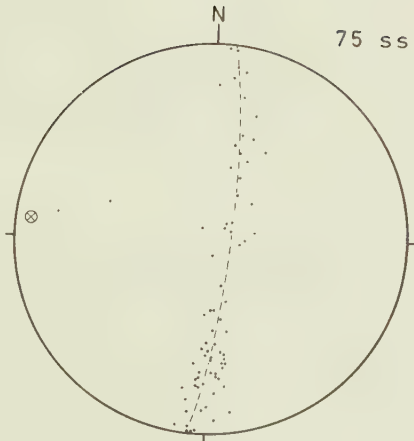


Abb. 67

Flächenpol-Diagramm
der vom Allochthon
überschobenen Mulde
bei Brino, 1 km öst-
lich des Prophis
Ilias.



schließlich von Klastika der allochthonen Einheit überschoben und zugedeckt.

Die Unterlage des Allochthons wurde auch innerhalb seines Verbreitungsgebietes durch Erosion freigelegt und es entstanden

tektonische FENSTER.

An erster Stelle wäre hier das bereits erwähnte Fenster von Roussionaloni zu nennen:

Ein Rahmen paläozoischer Schiefer umschließt einen Nord/Süd gestreckten ca. 300 m langen und maximal halb so breiten Ausbiss tieftriadischer Massenkalk (Datierung durch die Conodonten der Probe 305/1-4, Tab. III). Diese waren primär schon brecciös ausgebildet und wurden durch die über sie hinweg gegangene Schubmasse teilweise abgeschuppt. An ihrem West-Rand findet sich noch ein kleines Vorkommen Basaler Quarzkonglomerate.

Die flach nach Norden einfallende Überschiebungsfläche ist im nördlichen Teil des Fensters gut aufgeschlossen und gelegentlich mit Eisen-Schwarten überzogen.

Ungefähr 50 m östlich der Kapelle Ag. Eleni treten grau-rote, mehrfach verfaltete Plattenkalke und Mergel der Bunten Serie zwischen Klastika und massigen Kalken des Allochthons hervor. Sie bilden eine 10 - 50 m breite, Nord/Ost streichende Zone, die nach Süden, kurz vor Erreichen der heutigen Südgrenze des Allochthons unter Schutt verschwindet. Nach Norden leitet sie in ein Gebiet über, wo morphologisch hervortretende tieftriadische Massenkalk (im Ost-Teil in gebankter Fazies entwickelt) und rote Schiefer der Bunten Serie, letztere westlich gegen die Massenkalk abgesenkt, eine größere Verbreitung besitzen.

Inwieweit der Kontakt zu den Gesteinen des Allochthons (außer im Südwesten immer durch Schutt verschleiert) durch jüngere Bruchtektonik gestaltet oder doch überprägt ist, war nicht festzustellen. Da die genannte Zone auch nach Süden zur Grenze des Allochthons im Schutt endet, könnte möglicherweise nur ein "Halb-Fenster" vorliegen.

Ein weiteres, nicht ganz gesichertes "Halb-Fenster" stellen vielleicht stark zerrüttete Dolomite 500 m nordwestlich der Kapelle Ag. Eleni, ostlich des morphologischen Sattels im Pelinaion-Massiv dar, die, abgesehen von der West-Seite, von Gesteinen des Allochthon umgeben werden. Ihr Alter blieb unbekannt. Sie könnten aber als Dolomite der tiefen Trias angesehen werden, da sie etwa in der gleichen Höhe wie die entsprechenden Vorkommen am West-Hang des Pelinaion auftreten, der durch einen fast horizontal gelagerten Schichtkomplex aufgebaut wird.

DIE HERKUNFT DES ALLOCHTHONS:

Aufgrund der betrachteten südvergenten Strukturen unmittelbar unter dem Allochthon darf dessen Herkunftsgebiet nördlich von Chios angenommen werden.

Die spärlich auftretenden, für die allochthone Einheit der Insel jedoch sehr charakteristischen Fusulinenkalke gestatten nun deren Anschluß an eine in Anatolien aus der Gegend von Manyas nach Südwesten bis über Bergama hinaus an die Küste zu verfolgende Zone mit permischen Fusulinen-Kalken (vgl. BRINKMANN, 1966, S. 609, Abb. 3 und die geologische Karte der Türkei 1 : 500 000, Blatt Izmir). Ihre Verlängerung im Streichen würde etwa zwischen die Inseln Chios und Lesbos fallen und könnte die Heimat des nord-chiotischen Allochthons gewesen sein.

BRUCHTEKTONIK:

Nach der alpinotypen Verfallung wurde das gesamte Gebiet von Nord-Chios durchgermanotype Tektonik zerlegt, die sich am besten in den Bereichen mesozoischer Ablagerungen erkennen läßt. Die bevorzugten Störungs-Richtungen pendeln um Nordwesten und Nordosten, wobei in dem Störungs-Muster gebietsweise meist eine der beiden deutlicher hervortritt. Im Süden des Arbeitsgebietes gesellen sich dazu noch Nord/Süd verlaufende Brüche.

Es ist sehr schwierig, diese Störungen im Streichen auf

größere Entfernung zu verfolgen, da sie sich in den Mergelkalken der Bunten Serie oder den massigen Gesteinen der Tiefen Trias bzw. des Ladin immer wieder verlieren.

Verwürfe mit großen Beträgen sind relativ selten. Die Höhen- oder Tiefenlage der geologischen Körper wird vielmehr durch eine "Tektonik der kleinen Schritte" bestimmt, d.h. von vielen kleineren Störungen mit geringem Versatz.

Häufig und gut zu beobachten sind Nord bis Nord/Ost fallende, antithetische Trennflächen. In Nordwest/Südost-Richtung ließ sich vereinzelt ein Kippschollen-Effekt feststellen.

Möglicherweise könnte man einige dieser Störungen auch auf eine Reaktivierung älterer Anlagen zurückführen, denn bereits die paläozoischen Diabasgänge folgen im Streichen etwa derselben Richtung (vgl. Abb. 33).

Im Kambia-Tal, nördlich des gleichnamigen Dorfes sitzt diesem Spalten-System der Rhyolith von Ag. Pantos auf, der zwar mit seiner Hauptmasse nach Nordwesten orientiert ist, aber östlich Agrelopos eine kleine Nord/Ost gerichtete Apophyse besitzt.

Daß es sich bei dem vorliegenden Störungsmuster um das Ergebnis einer Zerrung handelt, zeigt z.B. eine WNW/ESE streichende Verwerfung von Dolomiten des Ladin gegen Kalke der gleichen Stufe im Gebiet südlich des Measkremos, 2 km östlich Kipouries: Sie ist im Bereich der Kalke auf etwa 60 - 70 m Länge bis zu 20 m breit mit Calcit verfüllt. Größere Bedeutung erlangt die Bruchtektonik im Kartiergebiet, z.B. am Kap Epanochoron, dessen Trias-Gesteine ihre heutige Position wahrscheinlich einer Absenkung in einem Störungs-Zwickel zwischen Nord/West und Nord/Ost streichenden Trennflächen verdankt.

Des weiteren dürfte die unterschiedliche Höhenlage der Verbreitungsgebiete allochthoner Gesteine auf Bruchtektonik zurückgehen.

Durch diese wurden vermutlich auch die um den Gipfel des Prophtis Ilias gruppierten Rutsch-Massen in ihrem Verband gelockert ehe sie, zumindest teilweise der Schwere fol-

gend, auf den mobilen paläozoischen Schiefern hangabwärts glitten, wobei die Reibung infolge des starken Wasseraustritts an der Grenze Paläozoikum/Trias noch vermindert wurde.

Als länger durchhaltende Elemente mit größerem Versatz (bis ca. 200 m) wurden bereits zwei Störungen angeführt, von denen die eine die Süd-Grenze des Allochthons markiert bzw. den Nikaria-Sattel abschneidet. Die andere streicht von Makri, wo sie Ladin-Dolomite gegen tieftriadische Kalke nach Norden versetzt, das Amethounta-Tal nach Westen hinauf und trennt den Lonaki- vom Strongilo-Sattel. Beide werden stellenweise von Parallel-Störungen begleitet.

Im Gebiet westlich Pitios ist das Auftreten eines kleinen Horstes tieftriadischer Dolomite in Mergelkalken der Bunten Serie durch etwa Nord/Süd streichende Störungen bedingt.

Aufmerksamkeit verdient eine ebenfalls Nord/Süd orientierte und relativ flach nach Osten einfallende Aufschiebung tieftriadischer Massenkalken und Dolomite in der gleichen Gegend, am Ost-Hang des Oros, denn sie zeugt von Einengungen in diesem Bereich. Ihre Zuordnung zu einer bestimmten Deformations-Phase (Faltung oder jüngere Bruchtektonik) ist allerdings schwierig.

DIE ZEITLICHE EINORDNUNG DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE:

Prävariscische und variscische Krusten-Deformationen:

Eine gesicherte Aussage über kaledonische Bewegungen im Raume von Nord-Chios ist noch nicht möglich (vgl. S.27). Dagegen dürfte die Verfallung des Gebietes während der Variscischen Ara - etwa zwischen hohem Ober-Karbon und tiefster Trias (Permo-Skyth) erwiesen sein. Allerdings läßt sich über ihren Charakter noch wenig sagen. Einerseits treten in den Diagrammen der Abbildung 36 NNW und Nordwest-Richtungen auf, die vielleicht als Relikte einer variscischen Streichrichtung angesehen werden könnten, zumal sie im Metamorphikum der Oinoussai-Inseln und im

Paläozoikum von Nordost-Chios stark ausgeprägt sind (BESENECKER et al. 1968, S. 138). Andererseits erscheinen dieselben Richtungen untergeordnet auch in den post-variscisch deformierten Gebieten (vgl. Abb. 44).

Die alpidische Tektonik:

Die Faltung des Autochthons

erfolgte auf jeden Fall post-ladinisch, da die Schichten des Ladin als jungste mit von der Bewegung erfaßt wurden. Eine exaktere Datierung ließ sich im Arbeitsgebiet nicht erreichen, da jüngere stratigraphisch genau festgelegte Sedimente fehlen.

Sie schuf im wesentlichen das heutige Deformationsbild mit seinen vorherrschend NNE streichenden, meist ost-vergenten Strukturen, Überschiebungen und Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). Letztere dürften, da sie lokal in Überschiebungen auslaufen, nicht als Merkmal einer Zerrungs-Tektonik gewertet werden, sondern sind geometrisch und mechanisch eng mit der WNW/ESE Einengung des Gebietes verknüpft. Ihr Auftreten - bei SCHWAN (1959, S. 375) ein Kennzeichen autochthoner Tektonik - läßt sich nach einer auf hydraulischen Prinzipien beruhenden Methode (JACOBESHAGEN 1967) folgendermaßen deuten: WUNDERLICH (1961) zeigte, daß das Volumen unter einer Falte sich zunächst bis zu einem bestimmten Maximalbetrag vergrößert und danach wieder abnimmt. Das unter einer kompetenten Schicht eingeschlossene inkompetente Material wird dann bis zu einem gewissen Grad weiter komprimiert, was sich natürlich nicht beliebig fortsetzen läßt. Fehlt die Möglichkeit parallel B auszuweichen, wird die Verringerung des Volumens durch Gleitungen in θ 01 kompensiert, was bei vergentem Faltenbau in den flachen Normal-Schenkeln starke Dehnungen hervorruft und schließlich zum Zerreißen des kompetenten Falten-Anteils im Hangend-Schenkel führt. Bei einer Falten-Abschiebung wird der Volumenschwund unter der Falte aber nicht durch Zerdehnung Bank für Bank ausgeglichen, sondern durch die Betätigung einer einzigen Scherfläche (JACOBESHAGEN 1967, S. 515).



Abb. 68

Überprägung nord-nordost streichender Falten (im Bild von links oben nach rechts unten) durch etwas weiter gespannte Falten mit ost-nordost gerichtetem Streichen (im Bild von rechts oben nach links unten) in der Unterlage des Allochthons. Lokalität "Brino", 1 km östlich des Prophitis Ilias.

Dabei erfolgt ein Ausweichen des Materials senkrecht zur maximalen Hauptnormalspannung.

Diese Deutung ließe sich auch mit der Bewegung der allochthonen Einheit in Verbindung bringen, dessen Übergreifen auf Nord-Chios eine zusätzliche Beanspruchung des Autochthons bedeutete, durch die dann z.B. die Falten-Abschiebungen ausgelöst worden sein könnten. So betrachtet hätten letztere aber ihre mechanische Beziehung zur WNW/ESE-Einengung verloren.

Die Überschiebung des Allochthons

kann sich eigentlich nur nach der ersten und hauptsächlichsten Deformation des Autochthons ereignet haben, da trotz dessen intensiver Verfaltung nirgends allochthones Material mit in die autochthonen Strukturen einbezogen wurde.

Ein weiteres allerdings nur für den Aufschlussbereich gültiges Argument zur Stützung dieser Hypothese liefert die Überprägung nord/Ost orientierter (Vorzugsrichtung des Autochthons) Kleinfalten durch nord/West streichende Meter-Falten (das Streichen in der Unterlage des Allochthons pendelt zwischen der Ost/West- und der Nordwest/Südost-Richtung). Sie ist an der Lokalität "Brino" (300 m westlich der Kapelle Ag. Georgios, 820 m über NN, südwestlich Amades) in roten, anisichen Mergelkalken der Allochthon-Unterlage zu beobachten (vgl. 69 und 70).

Somit erfolgte die Überschiebung des Allochthons frühestens nach dem Ladin. Genauere Angaben sind im Kartiergebiet auch dafür nicht zu erhalten.

Bei BESENECKER et al. (1968, S. 143) wurde aufgrund der Lagerungsverhältnisse kretazischer und tertiärer Sedimente in Süd-Chios unter Vorbehalt eine Anlage der NNE-Achsen bereits vor der hohen Ober-Kreide angenommen und der Einschub des Allochthons samt der Ausbildung von Ost/West-Achsen an der Wende Kreide/Tertiär oder im Alttertiär vermutet.

Erstaunlicherweise wurde das bereits verfaltete Autochthon von diesen Bewegungen kaum in Mitleidenschaft gezo-

Abb. 69

Faltenachsen-Diagramm
zu Abb. 68.

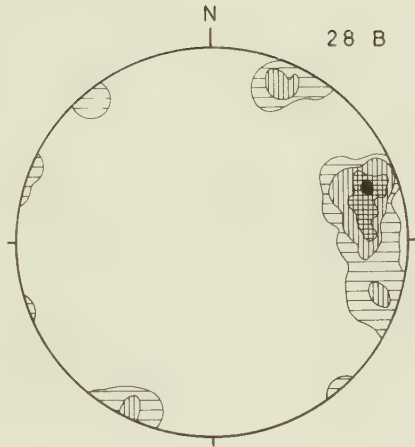
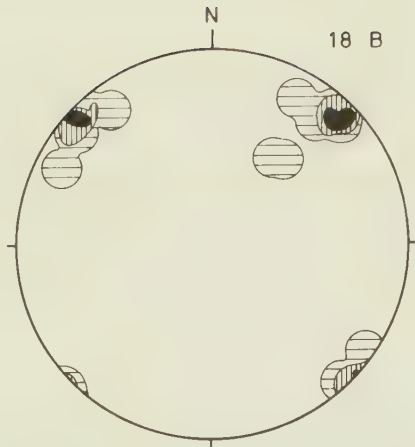


Abb. 70

Faltenachsen-Diagramm,
erstellt aus Messungen
ca. 10 m südlich des
in Abb. 68 gezeigten
Aufschlusses, ebenfalls
Lokalität "Brino".



gen. Vielleicht lag der Grund dafür in der erhöhten Formfestigkeit und Widerstandskraft, die das bereits "wellblechartig" verfaltete Autochthon dem spitzwinklig zu dessen Streichrichtung vordringenden Allochthon entgegenstellte. Beeinflusst wurde aber offenbar durch beide Beanspruchungen die nach mehreren Richtungen überfaltete Struktur von Kritikou Lakkos.

Die jetzige tektonische Position der Allochthon-Schollen erscheint etwas merkwürdig. Man denkt zunächst unwillkürlich an die von RAMSAY (1962) für verschiedene tektonische Gegebenheiten durchexerzierten Interferenzmuster, die sich aus der Überlagerung zweier ähnlicher Faltensysteme ergeben und ist geneigt anzunehmen, das Allochthon hätte sich vielleicht in einer Depression erhalten. Dagegen spricht jedoch sein Auftreten in einem Bereich mit Antiklinal-Tendenz, außerdem finden sich nirgends im Gebiet Spuren weiterer Depressionen, wie das zu vermuten wäre.

Das Aushobeln eines Sattelkerns aus weichem, paläozoischem Material durch Gesteine des Allochthons und der "Schürflings-Gruppe" wäre eine weitere Deutungsmöglichkeit, die aber auch nicht über eine Hypothese hinauskommt.

Eine abermalige Faltung des Gebietes nach dem Schub des Allochthons, wie sie z.B. für Mittel-Chios (BESSENCKER et al., 1968, S. 142) nachgewiesen ist, ließ sich in Nord-Chios nicht beweisen.

Sicher ist aber die Zerstückelung der Faltenstrukturen durch die post-neogene Bruchtektonik. Deren zeitliche Einordnung wurde in Süd/Ost-Chios vorgenommen (BESSENCKER et al. 1968), wo sie das anstehende Neogen noch versetzte.

ZUR GROSSTEKTONISCHEN STELLUNG VON CHIOS:

Chios war bisher, teils mit Vorbehalt, in die Verlängerung der "Vardar-Zone" im Sinne F. KOSSMATs (über deren Problematik siehe MERCIER, 1966) gestellt worden. Eine

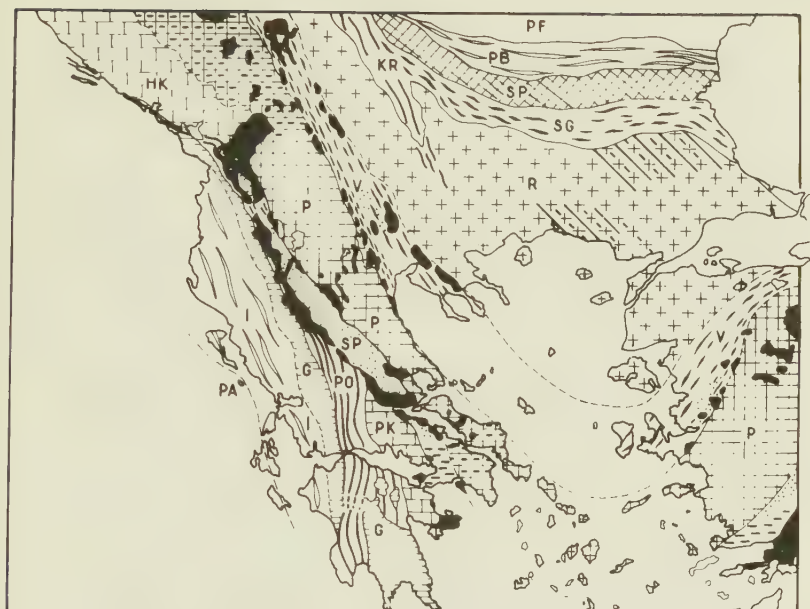


Abb. 71 Der Verlauf der Vardar-Zone (V) nach BRUNN 1960.

Skizze von BRUNN zeigt deren Verlauf (Abb. 71).

Es wäre jedoch vermessen, von der vorliegenden Lokal-Untersuchung ausgehend, großtektonische Schlüsse zu ziehen. Hierfür sei auf BESENECKER et al., 1968 verwiesen, wo das Problem der Zugehörigkeit zur "Vardar-Zone" für Chios insgesamt erörtert wird.

Danach lassen sich stratigraphisch und faziell zwischen dem chiotischen Autochthon und der "Vardar-Zone" keine Beziehungen herstellen, denn dort, wo die Schichtfolge der "Vadar-Zone" i.e.S. eigentlich beginnt, schließt diejenige von Chios.

In der Unter- und Mittel-Trias ergaben sich Ähnlichkeiten mit gleichaltrigen Ablagerungen in Attika, der Argolis und auf Hydra (BENDER 1962; RÖRMERMANN 1968), doch waren die faziellen Bindungen nach Anatolien zu dieser Zeit weit stärker (BESENECKER et al., 1968, S. 146 f.).

Tektonisch würde die Insel Chios mit ihren alpidisch geformten Strukturen aufgrund ihrer Lage in Schnettelnähe der nach Nordosten abbiegenden "Vardar-Zone" (vgl. Abb. 71) passen; es fehlen aber die nach BRUNN für die "Vardar-Zone" so charakteristischen Longitudinal-Störungen.

Die Eingliederung des Allochthons in eine der hellenistischen Zonen gestaltet sich noch schwieriger. Vergleichbares Fusulinen-Kalk führendes Jung-Paläozoikum ist zwar sowohl im Westen (Euböa, Attika und Hydra), als auch im Nordosten (Lesbos, Anatolien) bekannt, doch finden sich kaum, dem chiotischen Allochthon entsprechende, lückenhafte mesozoische Schichtfolgen (Andeutungen sind in Nordwest- und Nord- Anatolien vorhanden).

NUTZBARE LAGERSTATTEN

1. Antimon-Erze (vgl. Abb. 72):

In der weiteren Umgebung des Dorfes Keramos treten Antimon-Erze auf, die auch zeitweilig abgebaut wurden. Sie wurden lagerstättenkundlich durch MARAVELAKIS (1915 und

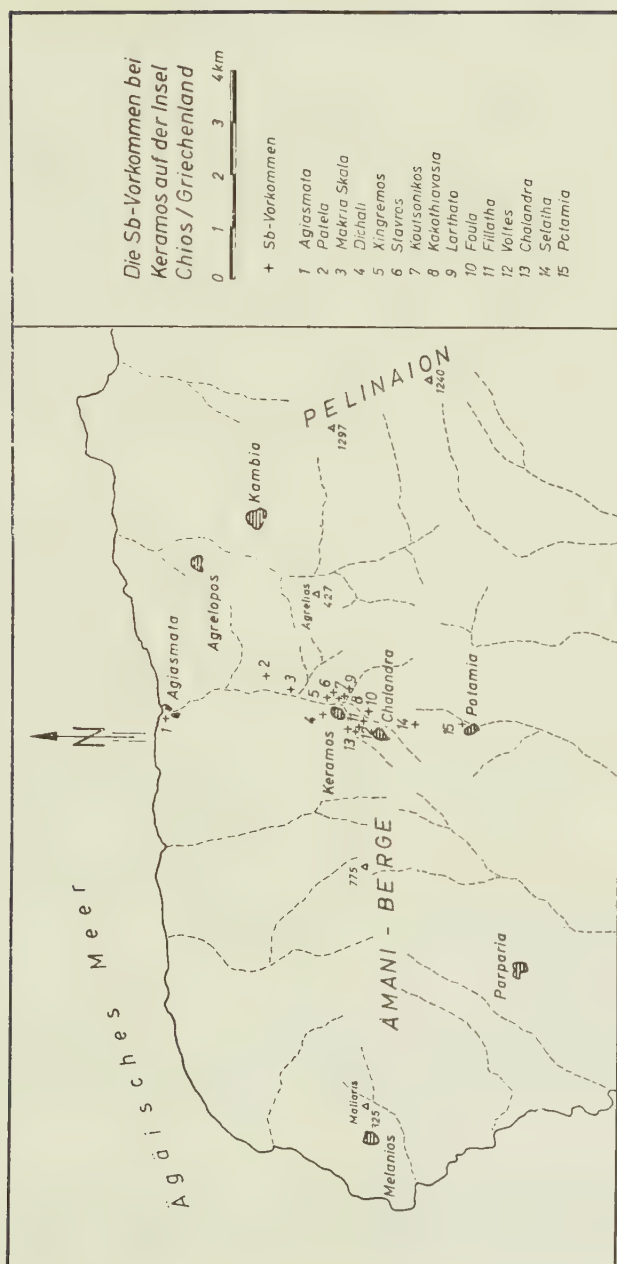


Abb. 72 Die Antimon-Vorkommen in Nord-Chios nach HÖLL 1966.

1916) und in jüngster Zeit durch HOLL (1966) bearbeitet.

Während KARAVELAKIS die Antimon-Vererzung mit dem tertiären Vulkanismus (Liparit von Ag. Pantos) verknüpfte, liegen nach HOLL syngenetisch-sedimentäre Erze vor, welche meist an eine granitische Sonderfazies gebunden sein sollen. Der unmittelbare räumliche und genetische Zusammenhang der Vererzung mit einem altersgleichen, untermeerischen Vulkanismus ist nach HÖLL erwiesen. Sie wird von ihm einer ersten altpaläozoischen metallogenetischen Epoche zugeordnet, die nach seiner Meinung ins Gotlandium (wahrscheinlich Mittel-Gotlandium) fiel und nach MAUCHLER (1965) in einem mediterranen und einem zirkumpazifischen Gürtel weltweite Verbreitung besitzt (HÖLL 1966, S. 108 f.).

Durch die Neueinstufung des Nebengesteins der Lagerstätte Keramos (vgl. S. 38 f.) erscheint die nochmalige Überprüfung ihrer Altersstellung vonnöten. Zumindest ist durch den Nachweis von to III α innerhalb des Lagerstätten-Bereiches deren stratigraphisch jüngere Position durchaus in den Bereich des Möglichen gerückt.

2. PbS/ZnS-Erze

Der Kalk von Agrelopos weist in seinem Liegenden gelegentlich PbS/ZnS-Vererzung auf oder zeigt wenigstens Vererzungs-Spuren an Klüften. Anreicherungen wurden früher an der Küste NNW' Kambia (Lokalität "Pidi") sowie zwischen Keramos und Kambia (Lokalität "Agrelas") abgebaut. Eine Wiederaufnahme des Abbau-Betriebes erfolgte in den letzten Jahren nur am Agrelas.

Nach HÖLL (1966) handelt es sich um schichtgebundene Erze, die in einem bis 7 m mächtigen Horizont aus sehr grobspätigem Kalkspat und Siderit mit Bleiglanz und Zinkblende an der Basis des Agrelopos-Kalkes auftreten.

hydrogeologische Anmerkungen

Das im Osten des kartierten Gebietes gelegene Areal der Trias-Karbonate ist verkarstet. Dolinen sind aber nur

im ladinischen Algenkalk ausgebildet und scheinen an das post-neogene Bruchsystem gebunden zu sein.

Die Entwässerung erfolgt, durch Klüftung und Verkarstung bedingt, daher überwiegend indirekt.

Wasseraustritte finden sich gewöhnlich nur dort, wo zerklüftete Trias-Karbonatgesteine nach unten hin abgedichtet werden. Ein bevorzugtes Niveau dieser Art ist die Trias/Palaozoikum-Grenze, was durch die Anordnung der Quellen im Westen und Norden des mehr oder weniger flach gelagerten Pelinaion-Massivs sowie am westlichen Steilabfall der Trias weiter im Süden zum Ausdruck kommt; denn dort trifft das Kluftwasser der Karbonatgesteine auf nicht leitende palaozoische Schiefer. Die vermutlich daraus resultierenden Schicht-Stauquellen (TURNER 1967) werden in jenen Gebieten allerdings durch starke Überschotterung zu Schuttquellen umgeformt, welche, bezogen auf ihr ursprüngliches Austrittsniveau, erst etwas weiter hangabwärts zum Vorschein kommen. Ihre Schüttung hält das ganze Jahr über an.

Praktisch werden alle um das Pelinaion bzw. am westlichen Steilabfall des Mesozoikums gelegenen Ortschaften aus diesem Niveau reichlich mit Wasser versorgt.

Weitere Schichtstauquellen stellen sich gelegentlich über den roten Schiefern und Mergeln der Bunten Serie ein, doch ist die Bedeutung dieser Wasseraustritte praktisch sehr gering.

Tektonisch bedingte Grenzflächenquellen (z.B. an Überschiebungen) sind anscheinend nicht vorhanden. Lediglich unter der Überschiebungs-Bahn des Allochthons tritt im Gebiet nordwestlich Jerou Vrisi ein wenig Wasser hervor. Vielleicht handelt es sich aber bei der wenige Meter südöstlich der Kapelle Ag. Georgios (SSW' Amades) entspringenden Quelle, deren Wasser in einer ca. 2 km langen Leitung nach Amades im Norden hinuntergeführt wird, um einen derartigen Mechanismus.

Im Hauptverbreitungsgebiet der paläozoischen Klastika lassen sich solche einfachen und augenfälligen Beziehungen zwischen Wasserführung und geologischem Bau des

Gebietes nicht feststellen. Hier sind die Verhältnisse komplizierter und kleinräumiger. Bemerkenswert ist aber der Austritt mehrerer stärkerer Quellen im Gipfel-Bereich der Amani-Berge. Sie bilden in etwa einen zwischen 600 m und 700 m über NN gelegenen "Ring" um den höchsten Punkt (809 m) der Gegend, obwohl das Gebiet stark verfaltet wurde. Eine Deutung ist beim gegenwärtigen Kenntnis-Stand noch nicht möglich. Von diesen Quellen führen teils kilometerlange Rohrleitungen in die um die Amani-Berge gruppierten Ortschaften.

Eine Besonderheit stellt die schwefelhaltige Therme von Ayazmata dar, welche, nur wenige Meter über dem Meeres-Niveau an der Nord-Küste aus paläozoischen Klastika austritt.

Wasser aus Locker-Gesteinen

bezieht die Ortschaft Pitios, deren Brunnen in ?neogenen oder pleistozanen Fluß-Schottern abgeteuft wurden (Im Spätsommer gelegentlich versorgungs-Schwierigkeiten).

In den Mündungs-Gebieten der größeren Täler an der Nord-Küste nutzt man verständlicherweise die Tal-Alluvionen zur Wassergewinnung. Dort führen im allgemeinen, bereits etwa 150 m von der Küstenlinie entfernt, Brunnen Brackwasser.

ZUSAMMENFASSUNG:

Das geologische Bild von Nord-Chios wird von zwei raziell unterschiedliche Einheiten beherrscht: Autochthon und Allochthon.

Die Schichtfolge des Autochthons setzt mit Kiesel- und Alaun-Schiefern des basalen Llandovery ein, die bis ins Unter-Ludlow reichen und durch Graptolithen belegt sind. Im Ober-Ludlow begann wahrscheinlich das Wachstum des Agrelapos-Kalk-Riffes, welches sich möglicherweise noch über die Grenze Silur/Devon hinzog. Durch Korallen, Brachiopoden und Algen ließ sich dieser Kalkzug zeitlich auf die Wende Silur/Devon einengen, er wird aber unter

Berücksichtigung der von ROTH (HERGET & ROTH 1968) und HÖLL (1966) erzielten Ergebnisse im wesentlichen als ober-silurisch aufgefaßt.

Auf diese Flachwasser-Bildung folgt zeitlich eine typische Geosynkinal-Serie aus Grauwacken und Schiefern mit Einschaltungen von Konglomerat-Linsen, Kieselschiefern und Kalken unterschiedlicher Dimensionen, die vom Unter-Devon bis ins Ober-Karbon reicht. Im einzelnen konnte Gedinne (Algen), Ober-Ems (Conodonten, daneben Ostracoden), Ober-Devon I-V/VI (Conodonten), Tournai nicht sicher (Conodonten), Visé (Brachiopoden, Conodonten, Korallen), sowie Namur und Westfal (Conodonten) durch Fossilien nachgewiesen werden. Die fehlenden Schichtglieder müßten entweder tektonisch ausgemerzt sein oder als fossilarme Grauwacken vorliegen. Für die Zeiten des Ober-Devon und des Visé ließ sich der Sedimentations-Raum faziell noch weiter untergliedern.

Quarz führende Diabase (ihr Alter wird unter Vorbehalt als karbonisch angegeben) durchschlagen die paläozoischen Klastika teils als Gänge, teils sind sie ihnen zusammen mit Diabas- und Quarzkeratophyr-Tuffen konkordant eingelagert.

Die Trias folgt transgressiv über dem Paläozoikum. An ihrer Basis stehen Quarz-Konglomerate (in zwei Sedimentations-Zyklen gegliedert), die zum Hangenden über bunte Sandsteine kontinuierlich in (permo-)skythische Bankkalke (Conodonten) übergehen.

Aus diesen Bankkalken entwickeln sich die markanten tief-triadischen Massenkalk und Dolomite - ein riffähnliches Schichtglied, in dem allerdings keine Riff-Organismen nachgewiesen werden konnten. Sie wurden indirekt durch Fossilfunde im Liegenden und Hangenden datiert. Darüber folgen hier und da anisische (Unter-Anis nach Conodonten) Rotkalk des Hallstatt-Typus.

Als nächst jüngere Einheit schließt sich die "Bunte Serie" an. Sie läßt sich zeitlich in einen unteren, bunten Komplex aus Schiefern, Mergeln, Hornsteinen und Konglomeraten sowie einen höheren Teil aus grauen Mergelkalken unterteilen. Räumlich konnte der untere Komplex

noch weiter in eine nördliche, konglomeratfreie und eine südliche Konglomerat führende Abteilung gegliedert werden. Aufgrund der Unterlagerung durch Rotkalke des Anis und der Algenfunde in ihrem höheren Teil wird die Bunte Serie insgesamt dem Anis zugeordnet. Ihre Mächtigkeit verringert sich nach Osten, lokal keilt sie sogar ganz aus.

Im Ladin dominieren gänzlich Karbonat-Gesteine. Es kam zur Abscheidung von Dolomit-Rhythmiten ("Loferite" nach A.G. FISCHER), die nach oben in massige Dolomite übergehen. Wie in den stratigraphisch darüber folgenden, ebenfalls ladinischen Kalken reicherten sich in ihnen lagenweise Algen-Rollstücke an, auf denen die zeitliche Einordnung beruht. Im höheren Teil der Ladin-Kalke schalteten sich stellenweise (Oros, Xerolimno) geringmächtige, nicht bauwürdige Bauxit-Linschen ein.

Mit tonreichen Bankkalken, die nicht immer exakt von ihrer Unterlage zu trennen sind und möglicherweise noch über das Ladin hinausreichen, schließt die autochthone Schichtfolge.

Die allochthone Schichtserie konnte nur nach einigen stratigraphischen Fixpunkten rekonstruiert werden, da infolge der tektonischen Beanspruchung keine durchlaufenden Profile mehr vorhanden sind. Trotzdem wird ein generelles Anwachsen des klastischen Sediment-Anteils zum stratigraphisch Hangenden hin deutlich.

Dem Unter-Karbon (Conodonten) in der Fazies dickbankiger, leicht bituminöser Kalke folgen massige Kalke des ?Mittel-Karbons (wahrscheinlich Baschkir nach Foraminiferen und Algen) sowie des Ober-Karbons (Korallen). Etwa an der Grenze Karbon/Perm werden in der Abfolge klastische Anteile häufiger. Spärliche Foraminiferen-(Fusulinen-)Faunen und Algen des Grenzbereichs bzw. Perms stammen aus kleinen Kalklinsen in Schiefern und Sandsteinen. Breccien zeugen von unruhigen Sedimentationsbedingungen im Herkunftsbereich des Allochthons während dieses Zeitabschnittes.

Mit den Ablagerungen des Perm endet die allochthone Schichtfolge in Nord-Chios. An "jüngeren" Sedimenten sind,

abgesehen von quartären Schuttmassen, nur Fluss-Schotter (? Neogen oder bereits Pleistozän) bekannt. Möglicherweise im Neogen, vielleicht aber auch noch später, drangen die "postvariscischen" Vulkanite auf.

Der tektonische Bau von Nord-Chios ist das Ergebnis mehrerer Orogenesen. Kaledonische Bewegungen sind nicht gesichert, variscische dagegen einwandfrei belegt (Transgression der (permo-)skytnischen Basal-Konglomerate auf Llandovery und Visé). Ihr Charakter ist jedoch schwer zu beurteilen. Die alpidische Orogenese erzeugte im Autochthon NNE bis Nord/Ost streichende, ostvergente Strukturen und Überschiebungen, die auf jeden Fall post-ladinisch, nach BESENECKER et al. (1968) vor dem Maastricht entstanden. Über dieses "Wellblech" schob sich dann vor dem Paläogen (BESENECKER et al., 1968) aus Norden kommend das Allochthon, wobei sich Ost/West-gerichtete Faltenachsen bildeten. Ein klar umrissenes Parautochthon ließ sich nicht abtrennen. Post-neogene Bruchtektonik mit Nordwest- bzw. Nordost-streichenden Störungs-Systemen zerlegte das Gebiet nach der Verfaltung.

Sichere Anhaltspunkte, die für eine Zugehörigkeit der Insel Chios zur Vardar-Zone KOSSMATs sprächen, ergaben sich in dem bearbeiteten Areal nicht (vgl. BESENECKER et al., 1968).

An nutzbaren Lagerstätten sind aus der weiteren Umgebung des Dorfes Keramos Antimon- und PbS/ZnS-Erze bekannt, von denen nur noch letztere in geringem Umfang abgebaut werden.

L I T E R A T U R

- ABDÜSSELAHOĞLU, S.: Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains paléozoïques affleurant à l'Est du Bosphore.
- Bull. MTA 60, 1-6, Ankara 1963.
- ALLAHVERDJIEW, D.: Contribution à l'étude du système silurien en Bulgarie. - Bull. Soc. géol. France (4) 8, 330-341, 1 Abb., 1 Taf., Paris 1908.
- BAYKAL, F. & KAYA, O.: Allgemeine Stratigraphie des Karbons in der Umgebung von Istanbul. - Bull. MTA 61, 1-11, Ankara 1963.
- : Note préliminaire sur le Silurien d'Istanbul. - Bull. MTA 64, 1-8, 3 Abb., Ankara 1965.
- BENDER, H.: Der Nachweis von Unteranis ("Hydasp") auf der Insel Chios. - Ann. géol. Pays helléniques 1908 im Druck.
- : Tieftriadische Hallstätter Kalke und Tuffe in Nordattika. - Sitzungsber. Ges. Beförd. gesamt. Naturwiss. Marburg 83/84: 65-79, 8 Abb., Marburg 1962.
- : Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. - Ann. géol. Pays helléniques, 19: 465-540, 9 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Athen 1967
- BENDER, H. & KOCKEL, C.W.: Die Conodonten der griechischen Trias. - Ann. géol. Pays helléniques 14, 436-445, 8 Abb., 1 Taf., Athen 1963.
- BESENECKER, H., DÜRR, St., HERGET, G., JACOBSHAGEN, V., KAUFFMANN, G., LÜDTKE, G., ROTH, W., & TIETZE, K.-W.: Geologie von Chios (Ägäis). - Geologica et Paläontologica 2: 121-150, 25 Abb., 2 Taf., Marburg 1968.
- BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wiesbaden 1957.
- BONCEV, E.: Grapholithes from the Defile of the Iskar (Bulgaria). - Rev. Bulg. geol. Soc. (2) 3: 53-64, Sofia 1931.

- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposits. - Elsevier: 167 S., 31 Abb., 3 Beilagen, Amsterdam/ London/ New York 1962.
- BRINKMANN, R.: Geotektonische Gliederung von Westanatolien. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1966: 603-618, 6 Abb., Stuttgart 1966.
- BRUNN, J. H.: Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogonèse alpine. - Bull. Soc. géol. France (7) 2: 470-486, 7 Abb., Paris 1960.
- CLOOS, H.: Gang und Gehwerk einer Falte. - Z. deutsch. geol. Ges. 100: 290-303, 4 Abb., 1 Taf., Hannover 1950.
- DUNN, D. L.: New Pennsylvanian Platform Conodonts from Southwestern United States. - J. Paleont., 40, H. 6, 1294-1303, 2 Abb., Taf. 157 u. 158, Tulsa 1966.
- FISCHER, A.G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Kansas geol. Surv. Bull. 169, 1964: 107-149, 38 Abb., Lawrence 1965.
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. - Jb. geol. Bundesanst. 106: 205-228, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1963.
- FLÜGEL, H.: Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums V. Graptolithen aus dem Gotlandium des Antitaurus. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1955 (11): 478-488, Stuttgart 1955.
- : Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums. - Geotekton. Forsch., 18, (1/2): 1-68, 16. Abb., 3 Tab., 7 Beil., Stuttgart 1964.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMEYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1962: 113-123, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1962.
- FURNESS, A.: Some Early Pottery of Samos, Kalimnos and Chios. - Proceed. Prehistor. Soc. 22: 173-212, 16 Abb., 7 Taf., 1956.
- GALLWITZ, H.: Über tektonische Selektion. - Geotekton. Symposium zu Ehren von H. STILLE: 20-37, 18 Abb., Stuttgart (Enke) 1956.

- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G.: Upper Devonian Conodonts from the Canning Basin, Western Australia. - J. Paleont., 40 (4): 777-842, Abb. 1-3, Taf. 85-96, Tulsa 1966.
- HAAGE, R.: Zur Unterscheidung der petrographischen Begriffe "Kieselschiefer" und "Lydit". - Geologie, 15 (7): 876-878, Berlin 1966.
- HAAS, W.: Die altpaläozoischen Schichten Süd/West-Bithyniens und ihre Trilobiten. - Diss. Bonn 1964.
- HABERFELLNER, E.: Über das Silur im Balkan, nördlich von Sofia. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 66: 104-147, 2 Taf., 1929.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz, II. - 1018 S., Leipzig 1922.
- HERAK, M.: Mesozoische Kalkalgen der Insel Chios (Griechenland). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 129 (1): 97-104, 4 Taf., Stuttgart 1967.
- HERGET, G. & ROTH, W.: Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 131 (1): 46-71, 7 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1968.
- HERITSCH, F.: Korallen der Moskauer-, Gsehl- und Schwagerinenstufe der Karnischen Alpen. - Paläontographica, 83, Abt. A: 100-161, 5 Taf., 6 Textbeilagen, Stuttgart 1936.
- : Karbonische Korallen von der Insel Chios (I. Trachypora). - Prakt. Akad. Athenon, 12: 203-209, Athen 1937.
 - : Tetrakorallen aus dem Karbon von Chios. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.Kl., Abt. I, 150 (3-6): 131-146, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1941.
- HIESSLEITNER, G.: Neue Beiträge zur Geologie Chromerz führender Peridotitserpentine des südanatolischen Taurus. - Bull. MTA, 46/47: 17-46, 7 Abb., 1 Taf., 12 Photos, Ankara 1954/55.
- HOLLMANN, R.: Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien) - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962: 163-179, 8 Abb., Stuttgart 1962.

- HÖLL, R.: Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. - Abh. Bayr. Akad. Wiss., math.-nat.-Kl., N.F., H. 127, 118 S., 12 Abb., 4 Ktn., 1 Tab., München 1966.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., 32 (3-4): 141-175, 1 Tab., 4 Taf., Stuttgart 1958.
- JACOBSEN, V.: Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, (9): 513-517, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- JAEGGER, H.: Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten thüringer Silurs. - Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 1959 (2): 197 S., 27 Abb., 14 Taf., Berlin 1959.
- JOHNSON, J. H. & KONISHI, K.: Studies of Devonian Algae. - Quarterly of the Colorado School of Mines, 53, Nr. 2, 114 S., 4 Abb., 6 Ktn., 26 Taf., Golden 1958.
- KALAFATÇIOĞLU, A.: A geological study in the Karaburun Peninsula. - Bull. MTA 56: 40-49, 5 Abb., 1 Taf., Ankara 1961.
- KAUFFMANN, G.: Fossilbelegtes Altpaläozoikum im Nordost-Teil der Insel Chios (Ägäis). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965 (11): 647-659, 5 Abb., Stuttgart 1965.
- KAUFFMANN, G.: Die Schichtfolge von Nord/Ost-Chios (Ägäis). - unveröff. Diplomarbeit, 174 S., 60 Abb., Marburg 1967.
- KOCKEL, C. W.: Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1957 (2): 66-71, 5 Abb., Stuttgart 1957.
- KOCH, K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). - Z. deutsch. geol. Ges., 116: 620-650, 27 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Hannover 1966.
- KORN, H. & MARTIN, H.: Gravity tectonics in the Naukluft Mountains of South West Afrika. - Geol. Soc. Amerika Bull. 70: 1047-1078, 18 Abb., 8 Taf., New York 1959.
- KOSSMAT, F.: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. - 198 S., 1 geol. Kte., 18 Abb., Berlin (Borntraeger) 1924.

- KTENAS, K. A.: Sur le découverte du Dévonien à l'île de Chio (Mer Egée). - C.R. somm. Soc. géol. France 1921: 131-132, Paris 1921 (1921 a).
- : Sur le Carbonifère de l'île de Chio (Mer Egée). - C. R. somm. Soc. géol. France 1921: 146-148, Paris 1921 (1921 b).
 - : Sur la découverte d'un horizon à *Productus cora* à l'île de Chio (Mer Egée). - C.R. somm. Soc. géol. France 1923: 206-207, Paris 1923 (1923 a).
 - : Les îles de Psara et d'Antipsara. - C.R. somm. Soc. géol. France 1921: 170-172, Paris 1921 (1921 c).
 - : Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la mer Egée. - 13^e Congr. géol. internat. Liège 1922: 571-583, 3 Abb., 1 Taf., Bruxelles 1923 (1923 b).
 - : Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erythrée (Asie mineure). - Annuaire scient. Fac. Sci. Athènes 1: 57-112, Athen 1925
 - : Rapport sur les recherches géologiques effectuées à l'île de Chio pendant l'été 1927. - Prakt. Akad. Athenon 3: 702-715, 1 Abb., Athen 1928 (Neugriechisch).
- LEUTWEIN, F.: Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. - Archiv f. Lagerstättenforsch., 1951 (82): 1-45, Berlin 1951.
- MARAVELAKIS, M. I.: The Eruptive Rocks and Metallogeny of Chios Island. - Archimedes, 16: 85-95, 4 Abb., 1 Kte., Athen 1915 (Neugriechisch).
- : The Eruptive Rocks and Metallogeny of Chios Island. - Archimedes, 17: 18-24, 3 Abb., Athen 1916 (Neugriechisch).
- MASLOW, W. P.: (Fossile Kalkalgen der UdSSR). - Akad. Nauk UdSSR, Trud. Inst. geol. Nauk 160: 1-301, 86 Taf., Moskau 1956 (Russisch).
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram- Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - Freib. Forschungsh., C 186: 173-188, Leipzig 1965.

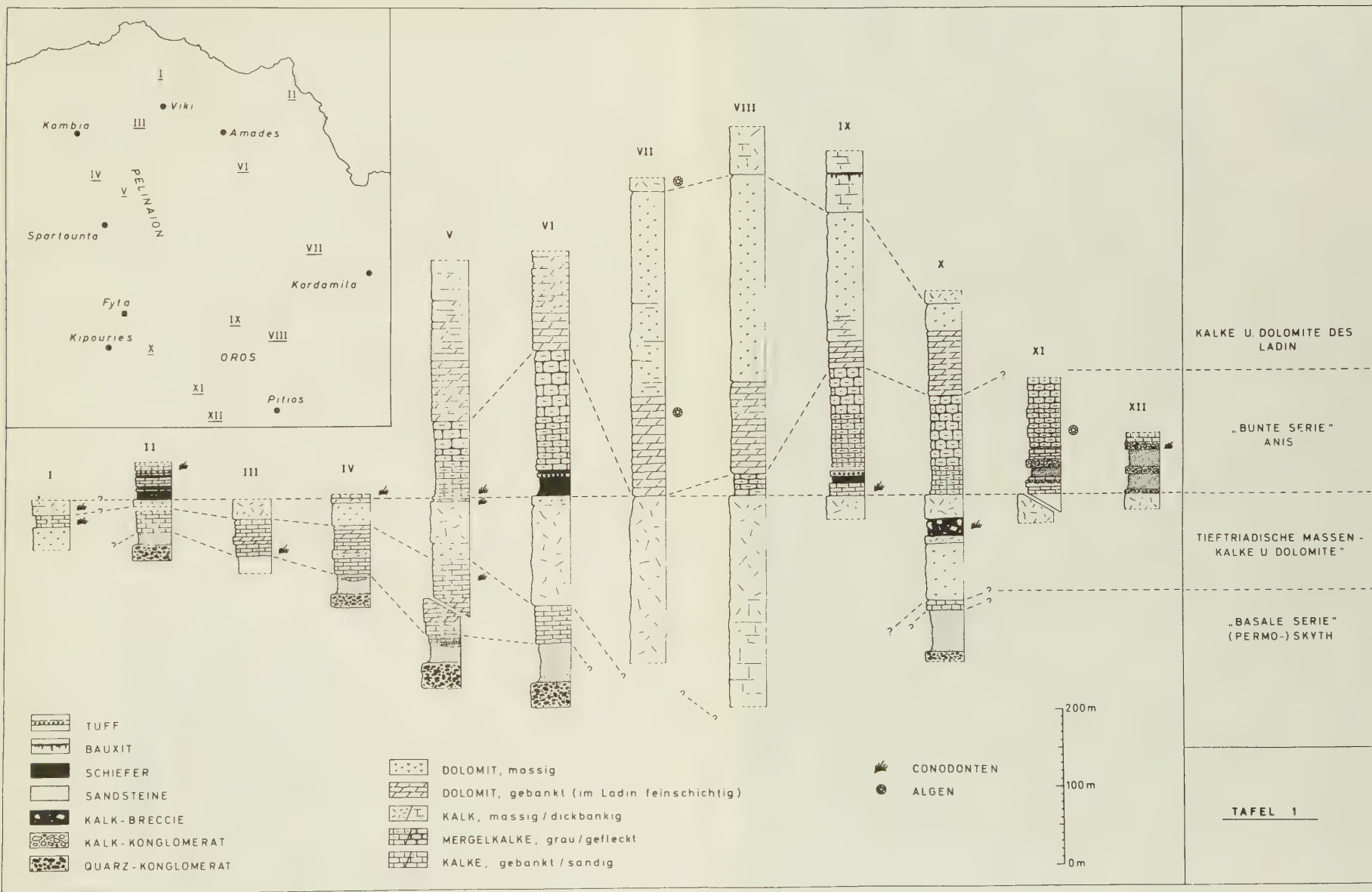
- MEISCHNER, D.: Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. - Proc. 6th Internat. Congr. Carbonif. Strat. Geol., Sheffield 1967, 2 Tab., (im Druck).
- MERCIER, J.: Thèses. 1^{re} Thèse: Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macedoine centrale (Grèce). 2^e Thèse: Contribution à l'étude de l'évolution magmatique et au métamorphisme des zones internes des Hellénides. - 574 S., 145 Abb., Paris 1966.
- MUIR-WOOD, H. & COOPER, G. A.: Morphology, Classification and Life Habits of the Productoides (Brachiopoda). - Publ. Geol. Soc. America, 447 S., 135 Taf., Baltimore 1960.
- PAECKELMANN, W.: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. - Z. deutsch. geol. Ges., 91 (5): 341-376, 8 Abb., 2 Taf., Berlin 1939.
- PALLA, P.: Prima segnalazione del genere Lancicula Maslov (Alga calcarea) nel Devoniano inferiore della Carnia (Alpi orientali). - Riv. Ital. Paleont., 71 (1): 3-10, 1 Taf., Milano 1965.
- : Lancicula gortani, nuova specie di Alga Codiacea del Devoniano inferiore della Carnia (Alpi orientali) (Chlorophyceae Codiaceae). - "Natura", Rivista Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civico Storia Nat. Milano, 57 (2): 89-102, 2 Taf., Milano 1966.
- PARASKEVAIDIS, I.: Eine obermiozäne Fauna von Chios. - N. Jb. Mineral. etc. (Beil. Bd.) 83: 363-442, 5 Taf., Stuttgart 1940.
- PFANNENSTIEL, M.: Die Schwankungen des Mittelmeerspiegels als Folge der Eiszeiten. - Veröff. d. Albert-Ludwigs-Univers. und d. Wiss. Ges., Freiburg i.Br., N. F. H. 18, 15 S., Freiburg 1954.
- PHILIPPSON, A.: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. H. II. - Petermanns geogr. Mitt. Ergänzt. H., 172: 57-63, 1 geol. Kte., Gotha 1911.
- : Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. - Petermanns geogr. Mitt. 1914 (2): 71-75, Gotha 1914.

- : Die griechischen Landschaften, 4. Das Ägäische Meer und seine Inseln. - 412 S., 5 Ktn., Frankfurt/M. 1959.
- QUIRING, H.: Antimon. - Die Metallischen Rohstoffe (7): 155 S., 15 Abb., Stuttgart (Enke) 1945.
- RAMBERG, H.: Natural and experimental boudinage and pinch and swell structures. - J. Geol., 63: 512-526, 3 Abb., 6 Taf., Chicago 1955.
- RAMSAY, J. G.: Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. - J. Geol., 70: 466-481, 15 Abb., 3 Taf., Chicago 1962.
- RENZ, C.: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. - Inst. Geol. Subsurf. Research Athens, 672 S., 4 Abb., 4 Taf., 6 Ktn., Athen 1955.
- RENZ, C. & REICHEL, M.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. 1 und 2., Geologie und Stratigraphie. - Eclogae geol. Helvet. 38: 211-313, 3 Abb., 16 Taf., Basel 1946.
- RENZ, C. & RENZ, O.: Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios. - Schweizer Paläont. Abh. 66: 98 S., 1 Abb., 16 Taf., Basel 1948.
- RÖRMERMANN, H.: Die Geologie von Hydra (Griechenland). - Geologica et Paläontologica 2: 163-171, 3 Abb., Marburg 1968.
- ROTH, W.: Geologie von Nordwest-Chios (Ägäis). - Diss. Marburg, 88 S., 26 Abb., Marburg 1968.
- SALEE, A.: Sur d'un genre nouveau de Tétracoralliaires (Dorlodotia) et de la valeur stratigraphique des Lithostrotion. - Ann. Soc. Sci., Brüssel, 39: 245-254, 6 Abb., 1920.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil I, 215 S., 66 Abb., Wien und Innsbruck (Springer) 1948.
- SANNEMANN, D.: Oberdevonische Conodonten (to II α). - Senck. leth., 36 (1/2): 123-156, 3 Abb., 6 Taf., Frankfurt 1955.
- SCHWAN, W.: Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1959: 356-377, 18 Abb., Stuttgart 1958.

- DE SITTER, L. U.: Structural Geology. - 551 S., 310 Abb., 16 Tab., McGraw-Hill Book Company, New York/San Francisco/Toronto/London, Second Edition, 1964.
- SPASOV, C.: Notizen über die Paläogeographie und tektonische Aktivität während des Paläozoikums in Bulgarien. - Trav. Géol. Bulgarie, Sér. stratigr., tect., 2: 43-54, 3 Taf., Sofia 1961.
- SPASOV, C. & TELLER, L.: Lithologisch-faunistische Beziehungen des Silurs von Bulgarien und Polen. - Trav. Géol. Bulgarie, Sér. stratigr., tect., 3: 47-65, 2 Taf., Sofia 1961.
- STAESCHE, U.: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 119 (3): 247-306, 73 Abb., 17 Beil., 4 Taf., Stuttgart 1964.
- TELLER, F.: Geolog. Beobachtungen auf der Insel Chios. - Denkschr. Acad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 40: 340-356, 1 geol. Kte., Wien 1880.
- THURNER, A.: Hydrogeologie. - 350 S., 187 Abb., Wien/New York (Springer) 1967.
- TIETZE, K. W.: Die Schichtenfolge im mittleren Teil von Chios (Ägäis). - unveröff. Diplomarbeit, 114 S., 51 Abb., Marburg 1967.
- VALETON, I. & KLINT, W.: Petrographie der Bauxite von Mazaugues/Südfrankreich. - Geol. Rdsch., 52 (1): 475-492, Stuttgart 1962.
- VASSILJUK, .: Unter-karbonische Korallen des Donezbeckens. - Ak. nauk. USSR, 13, 179 S., 42 Abb., Moskau 1960.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unter-carbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. - Paläont. Z., 33 (4): 266-314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1959.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41: 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- WEISS, L. E.: Geometry of superposed folding. - Geol. Soc. Amerika Bull., 70 (1): 91-106, 12 Abb., New York 1959.
- WEISSERMEL, W.: Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. - Z. deutsch. geol. Ges., 90: 65-74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1938.

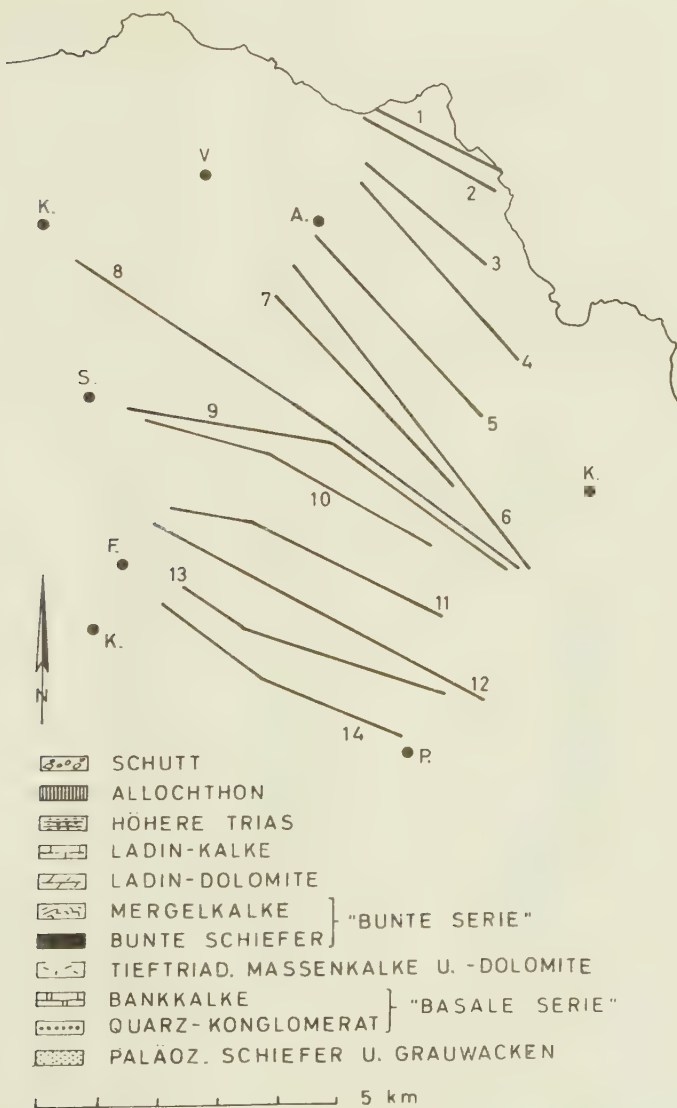
- : Obersilurische und devonische Korallen, Stromatoporidae und Trepostomen von der Prinzeninsel Antirovitha und aus Bithynien. - Abh. preuss. geol. L.-A., N. F., 190: 3-131, 10 Abb., 15 Taf., Berlin 1939.
- WITTEKINDT, H.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 9: 621-646, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Krefeld 1965.
- WUNDERLICH, H. G.: Das Raumproblem der Faltung bei nicht ebenem Verformungsplan. - Z. deutsch. geol. Ges., 113: 96-115, 9 Abb., Hannover 1961/62.
- YALÇINLAR, I.: Nouvelles observations sur les terrains paléozoïques des environs d'Istanbul. - Bült. türk. jeol. Kurumu, 3: 125-130, Ankara 1951.
- : Sur la présence de schistes carbonifères et de plantes fossiles à l'Ouest d'Istanbul. - C. R. somm. Soc. géol. France, 1954: 23-25, Paris 1954.
- : Présence de schistes à Grapolithes au S de Bilecik (Turquie). - C. R. somm. Soc. géol. France 1957 (13): 283-285, 1 Abb., Paris 1957.
- : Note sur des schistes à Grapolithes découverts au NW d'Izmit (Turquie). - C. R. somm. Soc. géol. France, 1959 (4): 82-83, Paris 1959.
- YÜ, C. C.: Lower Carboniferous Corals of China. - Paläontologica Sinica /B/ XII, (3), 24 Taf., 1933.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch., 56 (1): 128-139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon / Oberdevon und in der Adorfstufe. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87: 7-77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf., Wiesbaden 1958.
- : Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 38: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962 (1962 a).

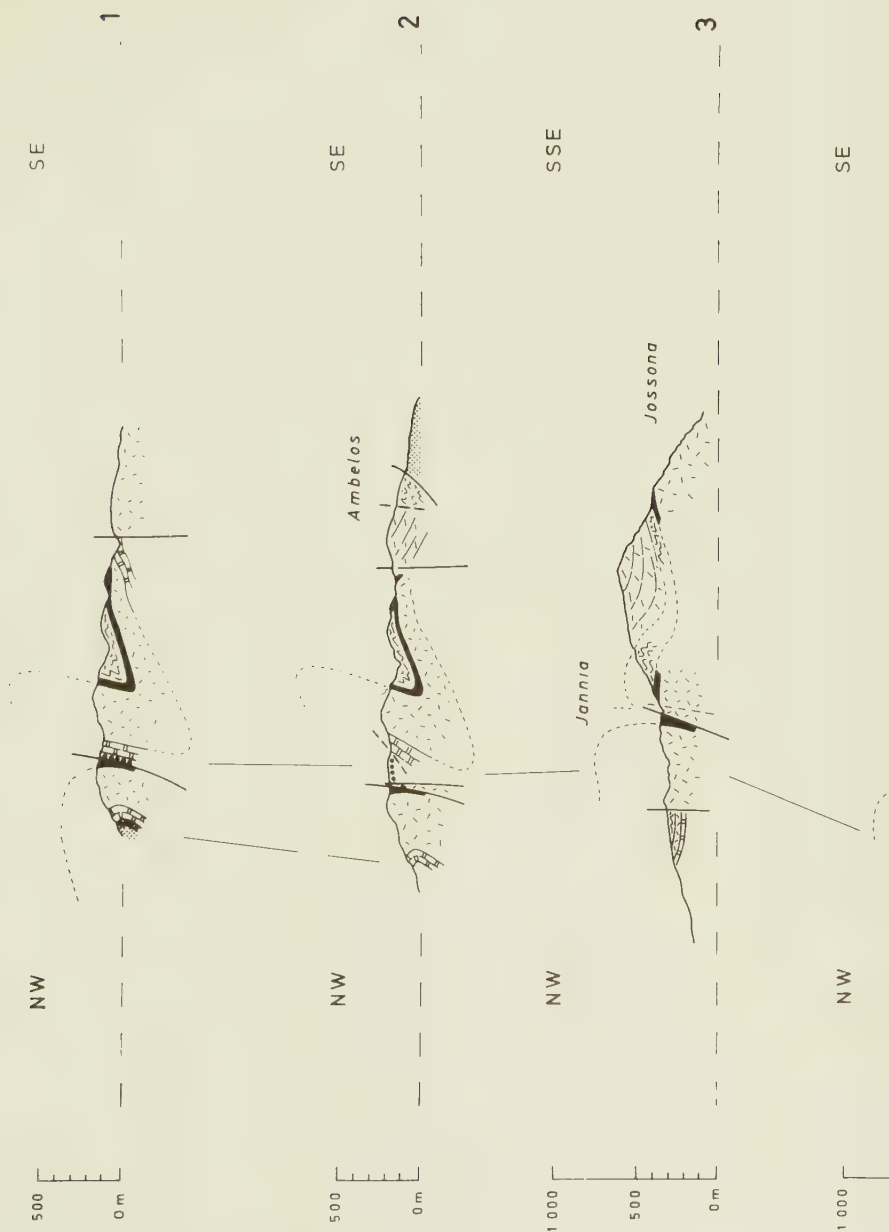
A N H A N G
=====

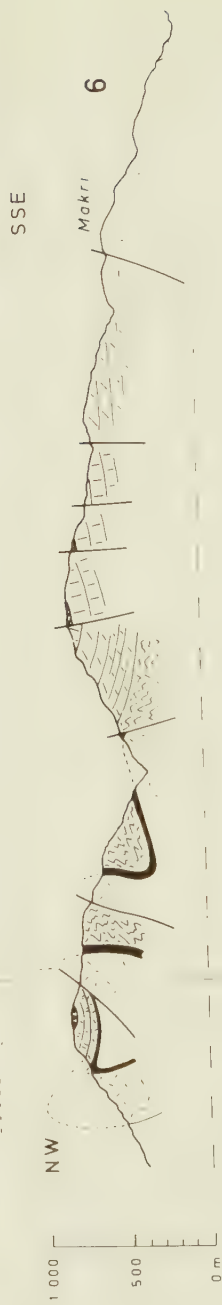


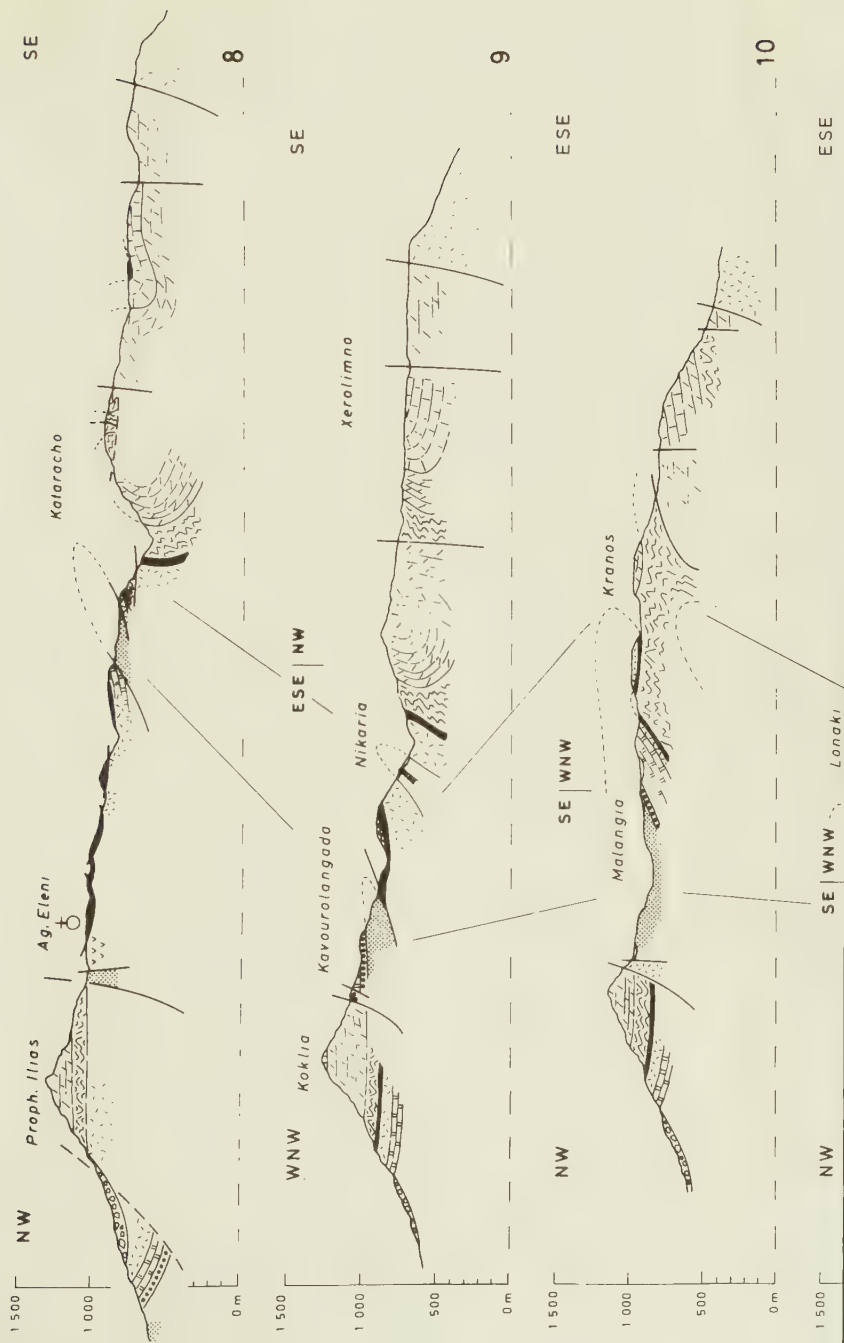
Schichtprofile im Mesozoikum von Nord-Chios.

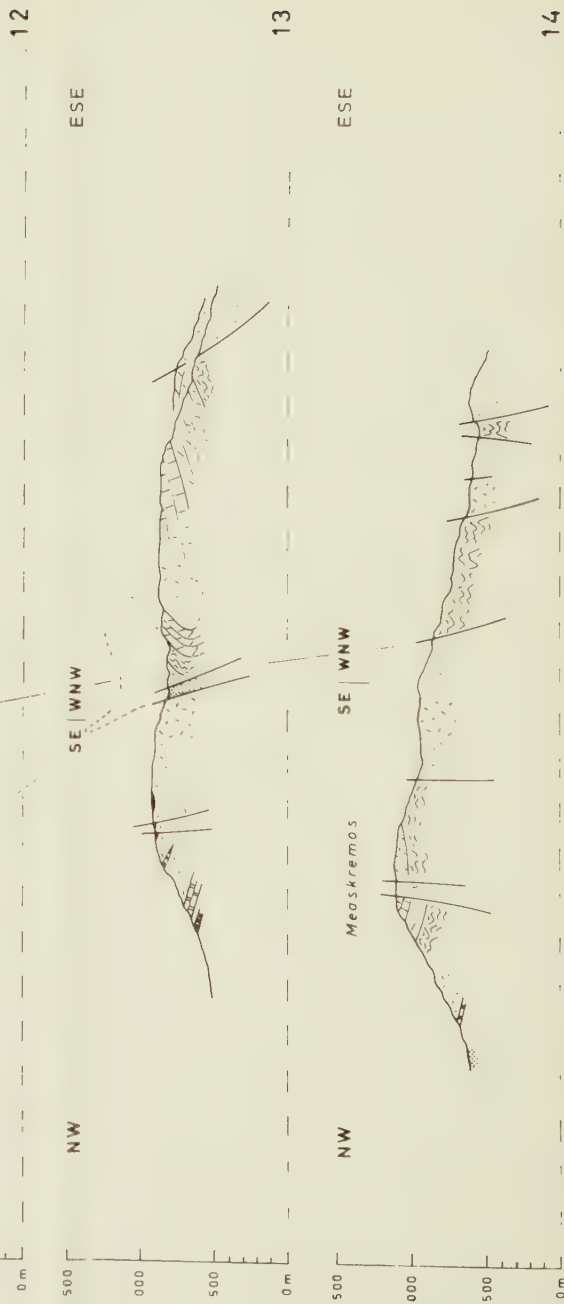
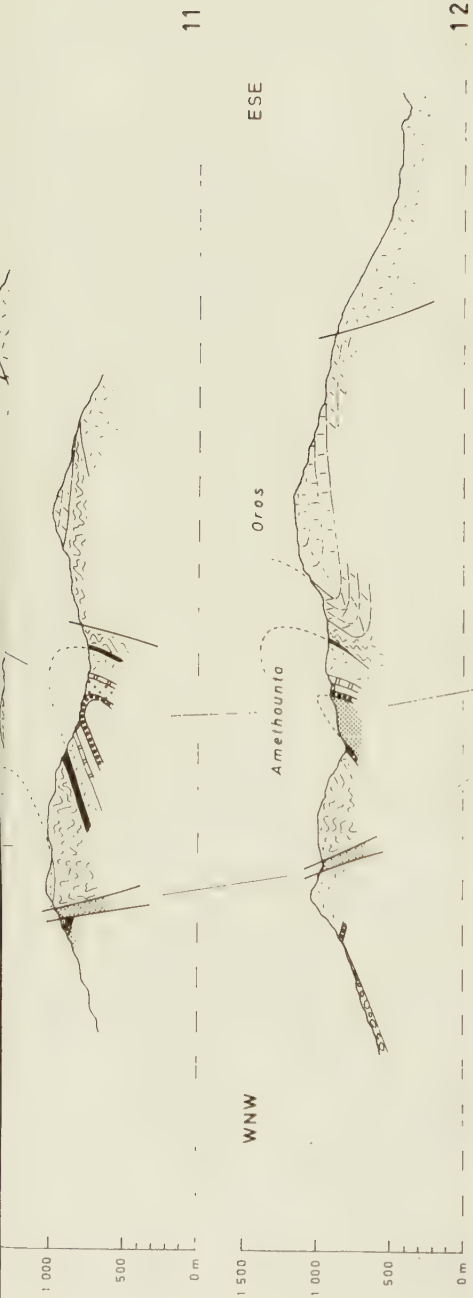
Lage und Legende der tektonischen Profile
auf Tafel 2 und 3.











Verzeichnis der triadischen Conodonten-Proben:

Abkürzungen:

N', E', S', W' = nördlich, östlich, südlich, westlich
NE', SE', SW', NW' = nordöstlich, südöstlich, südwestlich,
nordwestlich
NNE', ENE' = nord-nordöstlich, ost-nordöstlich
ESE', WSW' = ost-südöstlich, west-südwestlich

Probe Nr.: 3/1

Lokalität: 2 km SW' Viki, H. 880 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 3/2

Lokalität: 2 km SW' Viki, H. 970 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 5/3

Lokalität: Achlada, 1 km SW' Viki, H. 550 m

Fundschicht: graue Bankkalke

Probe Nr.: 10/1

Lokalität: Achlada, 1 km SW' Viki, H. 600 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 11/3

Lokalität: Achlada, 1 km SW' Viki, H. 610 m

Fundschicht: graue Bankkalke

Probe Nr.: 16/1

Lokalität: 1,5 km ENE' Amades, 300 m S' Jannia, H. 350 m

Fundschicht: Breccie am Top der tieftriadischen Massen-
kalke

Probe Nr.: 16/2

Lokalität: 1,5 km ENE' Amades, 300 m S' Jannia, H. 345 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 19/2

Lokalität: 1,3 km S' Amades, H. 760 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 19/4

Lokalität: 1,3 km S' Amades, H. 765 m

Fundschicht: grauer Bankkalk der Basalen Serie

Probe Nr.: 37/2

Lokalität: 100 m SE' des Charkos, H. 990 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 49/2

Lokalität: 1,5 km SE' Kambia, 710 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 54/4

Lokalität: West-Hang des Prophitis Ilias, H. 1000 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 54/8

Lokalität: West-Hang des Prophitis Ilias, H. 800 m

Fundschicht: dunkle Bankkalke

Probe Nr.: 62/2

Lokalität: 600 m E' des Measkremos, H. 950 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 79/1

Lokalität: 1,3 km ESE' Kipouries, H. 585 m

Fundschicht: hellbrauner Bankkalk

Probe Nr.: 79/2

Lokalität: 1,3 km ESE' Kipouries, H. 580 m

Fundschicht: oolithischer Rotkalk

Probe Nr.: 79/3

Lokalität: 1,3 km ESE' Kipouries, H. 575 m

Fundschicht: hellgrauer Bankkalk

Probe Nr.: 117/1

Lokalität: 1,3 km N' des Oros, H. 760 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 126/1

Lokalität: SW' Ormos Lapathou, H. 100 m

Fundschicht: gelbgraue Mergelkalke

Probe Nr.: 126/4

Lokalität: SW' Ormos Lapathou, H. 60 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 134/2

Lokalität: 2,50 m S' Amades, H. 610 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 137/1

Lokalität: Kap Oura, H. 120 m

Fundschicht: Rotkalk-Block

Probe Nr.: 137/3

Lokalität: 1,6 km NNE' Amades, H. 240 m

Fundschicht: oolithischer Rotkalk

Probe Nr.: 138/3

Lokalität: 1,5 km WSW' Amades, H. 620 m

Fundschicht: dickbankiger heller Kalk

Probe Nr.: 139/1

Lokalität: 1,3 km WSW' Amades, Lokalität "Rou", H. 510 m

Fundschicht: heller, massiger Kalk

Probe Nr.: 140/2

Lokalität: 1,5 km WSW' Amades, H. 470 m

Fundschicht: Roter Bankkalk

Probe Nr.: 241/1

Lokalität: 1,5 km E' Kipouries, H. 710 m

Fundschicht: rotes, kalkiges Breccien-Bindemittel

Probe Nr.: 241/2

Lokalität: Gipfel des Charkos, ESE' Fyta, H. 1150 m

Fundschicht: Rotkalk-Nest in hellem Massenkalk

Probe Nr.: 241/3

Lokalität: Gipfel des Charkos, ESE' Fyta, H. 1150 m
(10 m S' 241/2)

Fundschicht: Rotkalk-Nest in hellem Massenkalk

Probe Nr.: 241/4

Lokalität: W' des Charkos-Gipfels, H. 980 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 257/1

Lokalität: 650 m NE' des Koklia, E' "Kakavolaka",
H. 1015 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 257/2

Lokalität: 650 m NE' des Koklia, E' "Kakavolaka",
H. 1005 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 261/2

Lokalität: 650 m NE' des Koklia, E' "Kakavolaka",
H. 995 m

Fundschicht: Rotkalk

Probe Nr.: 268/2

Lokalität: 1,6 km NW' des Oros, SW' "Lonaki", H. 850 m

Fundschicht: brecciöser Rotkalk

Probe Nr.: 302/2

Lokalität: 2 km SW' Jossona, H. 380 m

Fundschicht: rotes, dolomitisches Breccien-Bindemittel

Probe Nr.: 305/1

Lokalität: 700 m E' der Kapelle Ag. Eleni, Lokalität "Roussionaloni", H. 915 m

Fundschicht: brecciöser heller Kalk

Probe Nr.: 328/1

Lokalität: 2 km WSW' Amades, H. 620 m

Fundschicht: oolithischer Rotkalk

Probe Nr.: 446/2

Lokalität: 2 km WSW' Pitios, Lokalität "Kilaini", H. 780 m

Fundschicht: Rotkalk-Nest in hellem Massenkalk

Probe Nr.: 453/1-6

Lokalität: Profil an der Kapelle Ag. Apostoli, 1,2 km N' Viki (vgl. Abb. 24)

Fundschicht: s. Abb. 24

Probe Nr.: 457/6

Lokalität: 2,3 km WSW' Pitios, H. 780 m

Fundschicht: Kalk-Konglomerat

Lebenslauf

Am 5. 11. 1939 wurde ich als Sohn des Diplom-Ingenieurs Rolf Herget und seiner Ehefrau Sieglinde, geb. Spann, in Karlsbad/CSR geboren.

Ich besuchte die Volksschule vom Herbst 1945 bis Ostern 1951 in Marktleugast/Ofr. und Bad Hersfeld. 1951 trat ich in die realgymnasiale Abteilung der Alten Klosterschule zu Bad Hersfeld ein, an der ich am 18. 2. 1960 meine Schulausbildung mit dem Abitur beendete.

Im Sommersemester 1960 begann ich mit dem Studium der Geologie an der Philipps-Universität zu Marburg. Hier legte ich auch am 4.5.1962 das Diplom-Vorexamen für Geologen ab.

Anschliessend, im Sommersemester 1962, studierte ich an der Ludwig-Maximilians-Universität zu München.

Im Wintersemester kehrte ich an das Geologische Institut in Marburg zurück.

Mit den Geländearbeiten zur vorliegenden Dissertation begann ich im Sommer 1963. Während des akademischen Jahres 1965/66 wurden meine Untersuchungen in Griechenland vom Deutschen Akademischen Austauschdienst durch ein Stipendium gefördert.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten

Anderson, Barth, Dimroth, Drawert, Fricke, Gunzert, Jacobshagen, Kessel, Kockel, Leschik, Lohse, Lindström, Mahr, Pfeil, Wo. Schmidt, Seidel, Udluft, Vortisch, Walcher, Walliser, Winkler und Zedlitz in Marburg, Angenheister, Kraus, Maucher und Schneider in München.

